



UNIVERSITAT POLITÈCNICA
DE CATALUNYA
BARCELONATECH



Programa de Doctorado de Ingeniería Civil

Evaluación del impacto del Cambio Climático (escenarios B1 y A2) en las aportaciones futuras generadas para el horizonte de proyección 2000 - 2050 en las cuencas del Fluvià y la Tordera en Catalunya

Tesis doctoral realizada por:

Gonzalo Javier Olivares Cerpa

Dirigida por:

Manuel Gómez Valentín

Lucila Candela Lledó

Escola Tècnica Superior d'Enginyeria de Camins, Canals i Ports de Barcelona

Barcelona, Mayo 2021





UNIVERSITAT POLITÈCNICA
DE CATALUNYA
BARCELONATECH

Programa de Doctorado en Ingeniería Civil

**Evaluación del impacto del Cambio
Climático (escenarios B1 y A2) en las
aportaciones futuras generadas para el
horizonte de proyección 2000 - 2050 en las
cuencas del Fluvià y la Tordera en
Catalunya**

Tesis doctoral realizada por:

Gonzalo Javier Olivares Cerpa

Dirigida por:

Manuel Gómez Valentín

Lucila Candela Lledó

Escola Tècnica Superior d'Enginyeria de Camins, Canals i Ports de Barcelona

Barcelona, febrero 2021

ÍNDICE GENERAL

Resumen	xii
<i>Abstract</i>	xiv
Dedicatoria	xvi
Agradecimientos	xvii
Índice de figuras	xix
Índice de tablas	xxix
Listado de unidades, acrónimos, abreviaciones y equivalencias	xxxiii

CAPITULO 1. Introducción

1.1	Antecedentes	1
1.2	Por qué realizar este tipo de estudios	6
1.3	Objetivos de la Tesis	7
1.4	Referencias	8

CAPITULO 2. Estado del arte de la hidrología

2.1	Breve historia del manejo de los recursos hídricos	9
2.2	El ciclo hidrológico en la naturaleza	11
2.2.1	La precipitación como componente fundamental del ciclo hidrológico	13
2.2.2	La evapotranspiración y su efecto en el balance hídrico	18
2.3	Hidrología de cuencas	23
2.3.1	Generación de la escorrentía en una cuenca	27

2.3.2	Procesos de infiltración y percolación en el perfil del suelo	28
2.4	Modelización hidrológica	32
2.4.1	Clasificación de los modelos hidrológicos	33
2.4.1.1	<i>Modelos probabilísticos</i>	34
2.4.1.2	<i>Modelos deterministas</i>	35
2.4.2	Representación conceptual de un modelo hidrológico	36
2.5	Modelos hidrológicos de común utilización para la evaluación de recursos	39
2.5.1	Modelo Sacramento	39
2.5.2	Modelo de cuenca Stanford (<i>Stanford Watershed Model</i>)	41
2.5.3	Modelo hidrológico SIMPA	43
2.5.4	Modelo hidrológico <i>SHE</i>	46
2.5.5	Modelo hidrológico TETIS	54
2.5.6	Modelo hidrológico <i>HEC-HMS</i>	57
2.6	Aplicabilidad de un modelo de simulación continua de humedad del suelo en hidrología	60
2.7	El problema de la incertidumbre asociada a los modelos hidrológicos	65
2.8	El problema de la validez de los datos de entrada	69
2.8.1	Datos de precipitación y su registro	69
2.8.2	Datos de temperatura y evapotranspiración	72
2.8.3	Datos de caudal, registro y consideraciones	73
2.9	Evaluación estadística de la eficiencia de un modelo hidrológico	84
2.10	Consideraciones en la selección de un modelo hidrológico	87
2.11	Referencias	90

CAPITULO 3. HEC-HMS como modelo hidrológico de simulación continua de la humedad del suelo

3.1	Descripción de los componentes de un modelo hidrológico distribuido en <i>HEC-HMS 4.0</i>	99
3.1.1	Componente del almacenamiento	100
3.1.2	Componente del flujo	103
3.2	Descripción de los parámetros del <i>SMA</i> e implicación en el ajuste y calibración del modelo	109
3.3	Estimación de parámetros, descripción y rango de valores	111
3.3.1	Intercepción de la vegetación (<i>Canopy Storage</i>)	112
3.3.2	Almacenamiento en superficie (<i>Surface Storage</i>)	113
3.3.3	Infiltración máxima (<i>Maximum Infiltration</i>)	114
3.3.4	Almacenamiento en el perfil del suelo (<i>Soil Storage</i>)	115
3.3.5	Percolación (<i>Percolation</i>)	116
3.3.6	Almacenamiento en capas de agua subterránea (<i>Groundwater Storage</i>)	117
3.3.7	Coeficientes de propagación para la escorrentía superficial y el flujo subterráneo (<i>Routing Coefficients</i>)	117
3.3.8	Transformación lluvia – escorrentía. Selección del procedimiento de <i>ModClark</i>	118
3.3.9	Método de propagación en cauces	120
3.3.10	Caudal base. Selección del método de depósito lineal (<i>Linear Reservoir Method</i>)	121
3.4	Referencias	124

CAPITULO 4. Estado del arte del Cambio Climático

4.1	Antecedentes generales	126
4.2	Cambios observados	126
4.3	Cambios esperados	132
4.4	Situación climática observada en la península Ibérica	138
4.5	Modelos de Circulación General del clima (<i>GCM</i>)	141
4.6	Proyección de la concentración de los Gases de Efecto Invernadero (GEI) en la atmósfera y definición de escenarios de Cambio Climático	146
4.7	Comparación de los antiguos escenarios de Cambio Climático (<i>IPCC</i>, 2007) y los últimos escenarios propuestos por el <i>IPCC</i> (2013)	150
4.8	Incertidumbre en las proyecciones de los escenarios de Cambio Climático (CC)	155
4.9	Regionalización de los Modelos de Circulación Global del Clima (<i>GCM</i>)	158
4.9.1	Escalado dinámico	160
4.9.2	Escalado empírico o estadístico	162
4.10	Referencias	168

CAPITULO 5. Zona de estudio y antecedentes generales

5.1	Zona de estudio	169
------------	------------------------	------------

5.2	Meteorología	172
5.2.1	Precipitación	173
5.2.2	Temperatura	174
5.2.3	Evapotranspiración	175
5.2.4	Datos de aforo	178
5.3	Referencias	179

CAPITULO 6. Análisis, evaluación y tratamiento de datos utilizados

6.1	Descripción de los datos disponibles	180
6.1.2	Adquisición, filtro y relleno de datos de precipitación y temperatura	180
6.1.3	Evaluación de los datos de aforo	185
6.1.4	Obtención de datos de evapotranspiración potencial (ET_0) y sus metodologías de aplicación en el modelo hidrológico	193
<i>6.1.4.1</i>	<i>Cálculo de la evapotranspiración potencial (ET_0) en el modelo hidrológico a través de la metodología de la media mensual (Monthly Average)</i>	<i>193</i>
<i>6.1.4.2</i>	<i>Cálculo de la evapotranspiración potencial (ET_0) a través del método de Penman & Monteith</i>	<i>194</i>
<i>6.1.4.3</i>	<i>Utilización de la aproximación de Priestley & Taylor (1972) para el cálculo de la evapotranspiración potencial (ET_0) en el modelo hidrológico</i>	<i>195</i>
6.2	Construcción del modelo hidrológico distribuido en HEC-HMS 4.0	196
6.2.1	Selección del modelo digital de elevación del terreno (DTM) para las cuencas de estudio	197
6.2.2	Generación de la malla de precipitación	198

6.2.3	Generación de la malla de evapotranspiración	202
6.2.4	Implementación del modelo hidrológico en <i>HEC-HMS</i>	207
6.3	Generación de series meteorológicas futuras a partir de las proyecciones del Modelo de Circulación General del clima (<i>GCM</i>) <i>ECHAM5</i>	209
6.3.1	Escalado estadístico del modelo <i>ECHAM5</i> y generación de series futuras de precipitación y temperatura	222
6.3.2	Generación de series futuras de evapotranspiración potencial (ET_0)	218
6.3.3	Generación de series futuras de precipitación alterando su variabilidad espacial	220
6.4	Referencias	231

CAPITULO 7. Procesos de ajuste calibración y validación del modelo hidrológico

7.1	Modelización de las cuencas en estudio. Calibración y validación del modelo hidrológico	237
7.1.1	Consideraciones para realizar una adecuada calibración del modelo hidrológico en funciones de las propiedades físicas del suelo	237
7.1.2	Calibración y validación del modelo hidrológico para la cuenca del Fluvà	245
7.1.2.1	<i>Calibración del modelo hidrológico de la cuenca del Fluvà</i>	247
7.1.2.2	<i>Validación del modelo hidrológico de la cuenca del Fluvà</i>	251
7.1.3	Calibración y validación del modelo hidrológico de la cuenca de la Tordera	253
7.1.3.1	<i>Calibración del modelo hidrológico de la cuenca de la Tordera</i>	254
7.1.3.2	<i>Validación del modelo hidrológico de la cuenca de la Tordera</i>	257
7.1.4	Evaluación de la eficiencia del modelo hidrológico en Fluvà y Tordera	259
7.1.5	Sensibilidad observada de los parámetros del <i>SMA</i>	261

7.2	Referencias	262
-----	-------------	-----

CAPITULO 8. Análisis y discusión de resultados

8.1	Cálculo de las aportaciones para el período histórico 1984 – 2008	263
8.1.1	Cuenca del Fluvià	263
8.1.2	Cuenca de la Tordera	265
8.2	Cálculo de las aportaciones para los escenarios B1 y A2 para el horizonte de proyección 2000 - 2050	266
8.2.1	Cuenca del Fluvià	267
8.2.2	Cuenca de la Tordera	270
8.3	Cálculo de las aportaciones medias mensuales en la cuenca del Fluvià y la Tordera para el período histórico y futuro (B1 y A2)	273
8.3.1	Cuenca del Fluvià	273
8.3.2	Cuenca de la Tordera	275
8.4	Comparación de la distribución de caudales en las cuencas del Fluvià y la Tordera para el período histórico y los escenarios futuros de cambio climático (B1 y A2)	277
8.4.1	Cuenca del Fluvià	278
8.4.2	Cuenca de la Tordera	279
8.5	Evaluación de la Evapotranspiración Potencial (ET_0) bajo diferentes metodologías de cálculo	281
8.6	Evaluación de la variabilidad mensual y estacional de la Evapotranspiración Real (ET_r) para el período histórico y los escenarios B1 y A2	287
8.6.1	Evapotranspiración real (ET_r) en la cuenca del Fluvià	287
8.6.2	Evapotranspiración real (ET_r) en la cuenca de la Tordera	293

8.7	Comparación de la humedad anual y estacional del suelo para el período histórico y los escenarios B1 y A2	299
8.7.1	Análisis de la humedad del suelo (almacenamiento) en la cuenca del Fluvià bajo los escenarios de Cambio Climático (B1 y A2)	300
8.7.2	Análisis de la humedad del suelo (almacenamiento) en la cuenca de la Tordera bajo los escenarios de Cambio Climático (B1 y A2)	304
8.8	Evaluación de las aportaciones bajo cambios en la distribución temporal de la precipitación en la cuenca del Fluvià y la Tordera para los escenarios de Cambio Climático B1 y A2	307
8.8.1	Análisis de la distribución de días secos (no-lluvia) en el Fluvià y la Tordera para los datos de precipitación generados bajo la condición de Markov 2^{do} orden	313
8.8.2	Comparación del número total de días secos (no lluvia) entre las dos condiciones de Markov propuestas (1^{er} y 2^{do} orden) en la cuenca del Fluvià y la Tordera para los escenarios B1 y A2	320
8.8.3	Cálculo de la aportación media para las series de datos generadas para ambas condiciones de Markov (1^{er} y 2^{do} orden) en la cuenca del Fluvià y la Tordera (escenarios B1 y A2)	322
8.8.4	Comparación de la humedad del suelo para una serie de datos generados a partir de Markov 2^{do} orden y la serie normal (Markov 1^{er} orden) en la cuenca del Fluvià y la Tordera para escenarios B1 y A2	325
8.9	Referencias	332

CAPITULO 9. Conclusiones y recomendaciones

9.1	Conclusiones	333
9.2	Recomendaciones	337
9.3	Artículos publicados	339

CAPITULO 10. Anejos

10.1.	Descripción de los escenarios de Cambio Climático (RCP) para el quinto informe del IPCC (2013)	340
10.2	Método del Número de Curva (<i>Soil Conservation Service</i>)	344
10.3	Discretización de la cuenca de la Tordera en HEC-GeoHMS	346
10.4	Metodología de construcción de un modelo hidrológico en <i>HEC-GeoHMS</i>	347
10.5	Asignación de la precipitación de cada una de las estaciones meteorológicas a través de polígonos de Thiessen para la cuenca de la Tordera	353
10.6	Obtención del valor de K_c obtenido de los mapas de uso de suelo en cada cuenca	354
10.7	10.7. Mallas utilizadas para calcular la ET_0 en la cuenca de la Tordera	356
10.8	Tiempos de concentración para las subcuencas del Fluvial y la Tordera	357
10.9	Frecuencia del nº de días secos seguidos por estación meteorológica	358
10.9.1	Cuenca del Fluvial escenario B1	358
10.9.2	Cuenca del Fluvial escenario A2	365
10.9.3	Cuenca de la Tordera escenario B1	366
10.9.4	Cuenca de la Tordera escenario A2	370

Resumen

El trabajo que se presenta en esta tesis de doctorado pretende determinar los posibles efectos del Cambio Climático en los recursos hídricos futuros para la cuenca del río Fluvià y la cuenca del río la Tordera en la Comunidad Autónoma de Catalunya. Para determinar como el Cambio Climático afecta a las aportaciones en dichas áreas, se dispuso de las proyecciones para la precipitación y la temperatura desarrolladas por el modelo meteorológico de circulación del clima ECHAM5 para los escenarios B1 y A2, propuestos en el cuarto informe de Cambio Climático presentado el año 2007 por el IPCC. Dichas proyecciones fueron escaladas a nivel local mediante un tratamiento estadístico basado una cadena de Markov de primer orden para generar lluvia local incluyendo días con o sin lluvia, y una distribución de Weibull para asignar el volumen de lluvia en los días de ocurrencia de la misma. Para el cálculo de los datos de temperatura a partir de las observaciones históricas se utilizó un modelo auto-regresivo de media móvil (ARMA). Las proyecciones de precipitación y temperatura se generaron para un horizonte de tiempo de 50 años (2000 – 2050). Adicionalmente se contó con registros históricos de precipitación y temperatura para el período 1984 – 2008. Estos datos constituyeron la información de entrada en el generador local del clima para determinar las distribuciones y probabilidades históricas de la precipitación que fueron utilizadas en la generación de las proyecciones futuras.

El modelo hidrológico de las cuencas en estudio se basó en la herramienta hidrológica HEC – HMS 4.0., y su algoritmo de cálculo de humedad continua del suelo (SMA) que permite hacer simulaciones a largo plazo evaluando los procesos hidrológicos en detalle. El modelo fue calibrado y validado a partir de la información de estaciones de aforo presentes en los últimos tramos de ambas cuencas. Los datos históricos de precipitación y temperatura (evapotranspiración) fueron ingresados en el modelo para evaluar la aportación histórica de cada una de las cuencas y obtener un valor de referencia para comparación de los resultados futuros. El siguiente paso consistió en ingresar las proyecciones futuras de precipitación y temperatura (2000 – 2050) en el modelo hidrológico, previamente validado, y determinar la variación de las aportaciones generadas para las nuevas proyecciones.

La comparación de las proyecciones con las aportaciones históricas previamente modeladas en la cuenca del Fluvià para ambos escenarios de cambio (B1 y A2) indican que las aportaciones medias anuales futuras disminuyen un 16.7% para el escenario B1 y un 28.2% para el escenario A2. En la cuenca de la Tordera se observaron disminuciones de 19.9% para el escenario B1 y 26.6% para el escenario A2. Se puede observar para ambos escenarios en el período histórico y en ambas cuencas que cuando el descenso de precipitación varía entre

2.5% y 11.2%, las disminuciones en términos de aportaciones son mayores, indicativo de que la respuesta hidrológica amplifica el efecto de la disminución de precipitación.

Finalmente, también se observó que realizando variaciones a la técnica de escalado se pueden obtener nuevas series de precipitación futuras con distribuciones temporales distintas a las series originalmente generadas. Las nuevas series se caracterizan por una distribución de la precipitación más heterogénea desagregando eventos de lluvia a lo largo de más días. Cuando estas series son ingresadas al modelo hidrológico se obtienen aportaciones anuales mayores a las obtenidas a través del primer escalado del modelo climatológico, con incrementos de un 9 a un 11% en las aportaciones anuales para ambos escenarios de cambio (B1 y A2) y en ambas cuencas. Por ello no solo es importante conocer la cantidad de lluvia futura para una región, también es importante conocer su distribución temporal dada su influencia en la respuesta hidrológica, y en consecuencia en la generación de aportaciones.

Abstract

The results presented in this doctoral thesis aims to evaluate the possible Climate Change effects on the water resources yield by the Fluvià river basin and the Tordera river basin, both located in the autonomous region of Catalonia. In order to carried out with the study, a climate change projection generated by the Global Circulation Model ECHAM5 for the scenarios B1 and A2 (IPCC, 2007) were applied. The projections were statistically downscaled at local level through a Markov's chain of first order to determine the occurrence of rainfall and a Weibull distribution to evaluate the amount of it during that occurrence. The temperature was projected using an ARMA model (Autoregressive Moving Average). Both projections (rainfall and temperature) were obtained for the time horizon of 50 years (2000 – 2050). Historical data (1984 – 2008) were previously used as an input in the weather generators in the downscaling process.

The hydrological model of the case of study was developed using the software HEC-HMS 4.0 which through its Soil Moisture Accounting method (SMA) allows for long term simulations with a complete characterization of the hydrological process. The model was parametrized, calibrated and validated using discharge gages located at the outlet of each of the basins. The historical data for the rainfall and the temperature (evapotranspiration) were run in the hydrological model to evaluate the current condition of the basins to be finally compared with the future projections obtained from the downscaling process for the time horizon of 50 years for the Climate Change scenarios previously described.

When comparing the current situation (historical) with the future projections for the two scenarios analysed (B1 and A2), it is observed that in the Fluvià's basin the annual average (2000 – 2050) for the water resources decrease 16.7% for the B1 scenario and 28.2% for the A2 scenario. For the Tordera's basin the situation is similar, with reductions of 19.9% for the B1 scenario and 26.6% for the A2 scenario. It may also be observed that in both scenarios and both basins when the reductions of rainfall compared to the historical data goes from 2.5 to 11.2% the reductions on annual average for the water resources are larger, which would indicate that the basin amplifies the effect of the reductions of the rainfall in the yielded discharge.

Finally, it was also studied that carrying out modification to the downscaling process, new temporal distribution of the future rainfall may be obtained. This new time series were characterized by a more heterogenous distribution ungrouping rainfall event to a larger number of days. Once these new times series were input to the hydrological model it was observed the water resources increases in relation to the ones observed under the first

downscaling carried out in the study. The increments observed were from 9 to 11% in both scenarios and both basins. This implies that it is important to evaluate the amount of future rainfall of the climate projections, but it is also very important to evaluate the temporal distribution of it due to the hydrological processes in a basin might be sensitive to this factor, affecting the water resource production in the long term.

Dedicatoria

Dedico este trabajo a mis padres, porque me fomentaron siempre el tesoro máspreciado del que puede hacer uso el ser humano, la libertad ser, pensar y decidir por sí mismo. También dedico este trabajo a mi hermana ya que para mi es una fuente constante de apoyo, amor, energía e incondicionalidad.

The Road not Taken

*Two roads diverged in a yellow wood,
And sorry I could not travel both
And be one traveler, long I stood
And looked down one as far as I could
To where it bent in the undergrowth;*

*Then took the other, as just as fair,
And having perhaps the better claim,
Because it was grassy and wanted wear;
Though as for that the passing there
Had worn them really about the same,*

*And both that morning equally lay
In leaves no step had trodden black.
Oh, I kept the first for another day!
Yet knowing how way leads on to way,
I doubted if I should ever come back.*

*I shall be telling this with a sigh
Somewhere ages and ages hence:
Two roads diverged in a wood, and I—
I took the one less traveled by,
And that has made all the difference.*

by Robert Frost

El camino no tomado

Dos caminos divergen en un bosque amarillo,
y apenado por no poder transitar ambos
y ser un único viajero, largo tiempo me detuve
y contemplé uno tan lejos como podía
hasta donde se curvaba en la maleza.

Luego tomé el otro, igual de bello,
y quizá el más apetecible,
pues lo cubría la hierba y deseaba ser
transitado
aunque el trasiego allí
en realidad, los había gastado más o menos lo
mismo.

Y aquella mañana a los dos por igual cubrían
hojas que ningún pie había desgastado.
Oh, ¡reservé el primero para otro día!
Aún sabiendo como un camino lleva a otro,
dudé si algún día debería volver.

Contaré esto con un suspiro
en algún lugar, dentro de una eternidad:
dos caminos se bifurcaban en un bosque y
yo...yo tomé el menos transitado,
y eso ha hecho toda la diferencia

por Rober Frost

Agradecimientos

En mi primer lugar quisiera agradecer al tutor de esta tesis y de mi desarrollo como hidrólogo, el profesor Manuel Gómez Valentín. Quisiera darle las gracias por la oportunidad (y la paciencia) que me ha dado de trabajar junto él y permitirme aprender en cada proyecto en el que me he involucrado. Quisiera destacar más que cualquier cosa sus cualidades y valores como ser humano que las considero mucho más importantes que cualquier tipo de experticia en cualquier ámbito de la investigación. Sin dudas son esas las cualidades que me han permitido aprender, mejorar y desarrollar mis capacidades en el ámbito de la hidrología, siempre en un ambiente de constante de buena camaradería. Muchas Gracias.

También quisiera agradecer a todos los integrantes de FLUMEN, pasando por el personal de laboratorio, secretaría, docentes, investigadores y colegas que me han hecho, en la mayoría de los casos, la vida mucho más fácil para trabajar y aprender en este gran instituto.

Quería también agradecer a la profesora Lucila Candela de ingeniería del terreno, que ha sido mi cotutora y quién me invito a participar inicialmente en el proyecto que sentó las bases de esta investigación de doctorado. Agradecer por la ayuda prestada en la corrección y mejora de este documento.

Quisiera mencionar a Karim Tamoh, que lamentablemente ya no esté entre nosotros, pero que en su momento fue de gran ayuda para entender y aprender las partes más intrincadas de este proyecto de doctorado. Dedico también parte de este trabajo a él.

Me gustaría también agradecer a mis amigas y amigos que de alguna manera me han acompañado durante todo el tiempo que he desarrollado mis investigaciones en la Universitat Politècnica de Catalunya y el Institut FLUMEN. Han sido fuente constante de apoyo, amistad y cariño en cada momento de este camino.

Agradecer a mis amigos del Rugby y al deporte en sí, fuente importante de energía y satisfacción.

Finalmente agradecer al proyecto ACCUA (Adaptación al Cambio Climático en el Uso del Agua), financiado por la Obra Social de la Caixa de Catalunya, del cual se extrajo parte importante de la información utilizada en esta tesis de doctorado. Agradecer a las personas e instituciones participantes de este proyecto que contribuyeron a la generación de información relevante para el desarrollo de esta tesis.

ÍNDICE DE FIGURAS

CAPITULO 2. Estado del arte de la hidrología

2.1	Representación del ciclo hidrológico	12
2.1	Mecanismos de formación de la precipitación	14
2.3	Foto de radar de la intensidad de lluvia en Catalunya (reflectividad)	16
2.4	Discretización de cuencas con distintas topografías	17
2.5	Representación de una cuenca y el movimiento del agua	26
2.6	Presentación del movimiento del agua en el suelo en una sección transversal de una ladera	27
2.7	Sección transversal de poros medios no saturados	29
2.8	Zona húmeda durante la infiltración	29
2.9	Procesos y zonas de agua subsuperficial	30
2.10	Tipos de modelos hidrológicos y su clasificación	34
2.11	Representación esquemática de un sistema hidrológico global a través de volúmenes de y subsistemas independientes	37
2.12	Conceptualización de los procesos de lluvia-escorrentía en el modelo de Sacramento	41
2.13	Diagrama del funcionamiento del modelo de Stanford	42
2.14	Esquema del funcionamiento del modelo SIMPA	45
2.15	Esquema de la estructura del modelo hidrológico SHE	47
2.16	Representación esquemática del componente de la interceptación y evapotranspiración en SHE	49
2.17	Representación esquemática de los procesos modelados por el componente del flujo superficial y en cauces	50
2.18	Representación esquemática de los procesos modelados por el componente de la zona no-saturada	51
2.19	Representación esquemática de los procesos modelados por el componente de la zona saturada	52

2.20	Representación esquemática de los procesos modelados por el componente de la fusión de nieve (Abbott et al., 1986)	53
2.21	Esquema del funcionamiento del modelo TETIS	55
2.22	Modelización de la cuenca hidrológica a través de HEC-HMS	58
2.23	Esquema de un modelo continuo de humedad del suelo (SMA)	62
2.24	Pluviómetro tipo balancín	70
2.25	Estación meteorológica con un medidor de pérdida de nieve por derretimiento (<i>Snow Pillow</i>)	71
2.26	Esquema para la medición de caudal en un cauce (área - velocidad)	75
2.27	Curva de gasto en condiciones de flujo permanente y no permanente	78
2.28	Curva de gasto para el río Colorado en Austin, Texas. Valida desde 1974 a 1984	78
2.29	Tipos de vertederos para el registro del caudal	80
2.30	Ejemplo de una aproximación deficiente del flujo en una sección de control	82
2.31	Estaciones de aforo en cauces naturales	84
2.32	Consideraciones a tomar en cuenta en la selección de un modelo hidrológico	88

CAPITULO 3. HEC – HMS como modelo hidrológico de simulación continua de la humedad del suelo

3.1	Sistema hidrológico y representación de las 5 capas definidas por el modelo	99
3.2	Evapotranspiración (ET) en función del almacenamiento de la zona de tensión (Bennett, 1998)	101
3.3	Esquema físico y componentes del SMA	103
3.4	Modelo conceptual <i>ModClark</i>	119
3.5	Sección trapezoidal en <i>HEC-HMS</i>	121

CAPITULO 4. Estado del arte del Cambio Climático

4.1	Indicadores del cambio global del clima. Cada línea representa de manera independiente el cambio para cada variable. Cada serie de datos ha sido normalizada para un período común de años	127
4.2	Cambios en la cobertura nival, nivel de los océanos y calor de la superficie del océano	129
4.3	Concentración de CO ₂ en la atmósfera de Mauna Loa (19°32'N, 155°34'W – rojo) y el Polo Sur (89°59'S, 24°48'W – negro)	130
4.4	Serie temporal (1900-2005) de anomalías de precipitación terrestre mundial anual (mm), según datos de la Global Historical Climatological Network (GHCN) con respecto al período de referencia 1981-2000. Se indican también los valores alisados a escala decenal en base a los conjuntos de datos de GHCN, PREC/L, GPCP, GPCC y CRU	131
4.5	Proyección de la temperatura para los 4 escenarios analizados y la disminución de la extensión de los hielos entre los años 1950 y 2100	136
4.6	Cambio porcentual medio de la precipitación anual media	137
4.7	Cambio del nivel del mar para escenarios de cambio climático	138
4.8	Variaciones interanuales (1850-2005) de las anomalías promedio anual de las temperaturas medias (panel superior), máximas (panel intermedio) y mínimas (panel inferior) diarias (columnas en negro), suavizadas por un filtro Gausiano de 13-términos (línea gris)	139
4.9	Esquema de un modelo Climático de Circulación General	144
4.10	Evolución de las emisiones globales de GEI para los escenarios de cambios propuestos por el IPCC	147
4.11	Comparación de escenarios a largo plazo para las emisiones de CO ₂	150
4.12	Emisiones globales de CO ₂ para los nuevos escenarios de cambio climático (RCP – escenarios)	151
4.13	Total anual de emisiones de CO ₂ (Gt C). De todo el abanico de gases de efecto invernadero, el CO ₂ es el más dominante en el proceso de calentamiento global. Las líneas punteadas representan los antiguos escenarios de cambio y las líneas continuas los nuevos. En gris se presenta la evolución real de los gases de efecto invernadero entre 1990 y 2010 (1 Gt C = 3.67 Gt CO ₂ / 1 Gt = 109 t)	153
4.14	Todos los escenarios consideran un aumento continuo de los niveles de gases de efecto invernadero para las próximas décadas. Se muestra la concentración total del CO ₂ en partes por millón. El CO ₂ es la emisión dominante que controla el calentamiento global. Los escenarios antiguos de efecto invernadero (líneas punteadas) tienen tendencias similares a los nuevos escenarios (líneas no punteadas). Las concentraciones actuales para el período 1990 – 2010 se muestran en gris	154
4.15	Rango de incertidumbre de los modelos climatológicos para la temperatura	158

4.16	Esquematzación del escalado de un modelo climatológico global (figura no escalada).	160
4.17	Esquema del escalado dinámico del modelo climatológico	161
4.18	Representación esquemática de un escalado a partir de una proyección global	161
4.19	Esquema del escalado empírico del modelo climatológico	163
4.20	Esquema explicativo de un generador de clima	164
4.21	Esquema de los patrones de circulación del clima	166

CAPITULO 5. Zona de estudio y antecedentes generales

5.1	Selección de cuencas en Catalunya	169
5.2	Modelo de elevaciones de la cuenca del Fluvià	170
5.3	Modelo de elevaciones de la cuenca de la Tordera	171
5.4	Clima de las cuencas de estudio según la clasificación climática de Köpen-Geiger. Se ha realizado una clasificación automática intermediando el Atlas Climático Digital de Catalunya según los criterios actualizados de Kottek et al. (2006).	173
5.5	Precipitación media anual y por estaciones del año según el Atlas Climático Digital de Catalunya (período de verano: 1951 – 1999)	174
5.6	Temperatura media por estaciones y temperaturas máximas y mínimas según observaciones entre los años 1984 – 2008	175
5.7	ET ₀ en cuencas internas de Catalunya a través del modelo SIMPA	177
5.8	División hidrográfica de las cuencas de Catalunya	178

CAPITULO 6. Análisis, evaluación y tratamiento de datos utilizados

6.1	Método para el relleno de datos de lluvia perdidos. <i>U.S. National Weather Service method</i>	182
-----	---	-----

6.2	Esquema de las deficiencias e inconsistencias encontradas en los datos meteorológicos	184
6.3	Esquema del modelo de caja negra (Número de Curva)	188
6.4	Valores parciales del CN anual para la cuenca del Fluvà	190
6.5	Valores parciales del CN anual para la cuenca del Tordera	191
6.6	Pasos de la construcción de un modelo hidrológico a través de <i>ArcGIS</i> con la herramienta <i>HEC-GeoHMS</i>	197
6.7	Obtención de la precipitación media por área a través del método de Thiessen	199
6.8	División de la cuenca a través de los polígonos de Thiessen y asignación de cada celda de la malla con un valor de precipitación (Fluvà)	200
6.9	Distribución espacial de la lluvia a través del formato mallado	201
6.10	Mallas utilizadas en el cálculo de ET_0 en Fluvà	206
6.11	Esquema de la construcción del modelo hidrológico en <i>HEC-HMS</i>	208
6.12	Representación del modelo hidrológico y sus componentes en <i>HEC-HMS 4.0</i> (cuenca del Fluvà)	210
6.13	Esquema de un generador de lluvia, no-lluvia a través de una cadena de Markov de primer orden	216
6.14	Esquema del relleno de la precipitación para la cadena de Markov de primer orden	218
6.15	Media mensual de la ET_0 y la precipitación en la cuenca del Fluvà para las series históricas y los escenarios de CC.	221
6.16	Esquema del generador de lluvia, no-lluvia para una cadena de Markov de segundo orden	224
6.17	Comparación de las series de precipitación obtenidas con la cadena de Markov de 1 ^{er} orden (P1) y las de 2 ^{do} orden (S_nP2) para la estación de Maià de Montcal (escenario de Cambio Climático B1)	226
6.18	Comparación de las series de precipitación obtenidas con la cadena de Markov de 1 ^{er} orden (P1) y las de 2 ^{do} orden (S_nP2) para la estación de Jafre (escenario de Cambio Climático A2)	228
6.19	Comparación de las series de precipitación obtenidas con la cadena de Markov de 1 ^{er} orden (P1) y las de 2 ^{do} orden (S_nP2) para la estación de St Celoni (escenario de Cambio Climático B1)	230
6.20	Comparación de las series de precipitación obtenidas con la cadena de Markov de 1 ^{er} orden (P1) y las de 2 ^{do} orden (S_nP2) para la estación de Breda (escenario de Cambio Climático A2)	232

CAPITULO 7. Procesos de ajuste, calibración y validación del modelo hidrológico

7.1	Efectos de la humedad inicial del suelo en la simulación del año 1988 en la cuenca de Olot (saturación inicial)	239
7.2	Caudales puntas observados al inicio y final de la simulación en función la condición de saturación inicial del suelo	240
7.3	Relación de la tasa potencial de infiltración como función del estado actual de almacenamiento del suelo	242
7.4	ET actual desde la zona de tensión del perfil del suelo e influencia en la calibración	243
7.5	Coeficiente de gasto para el cálculo del caudal sobre un vertedero	245
7.6	Estación de aforo de Garrigàs en el río Fluvià. En rojo estación de aforo y en amarillo canal lateral	246
7.7	Calibración del modelo hidrológico para la cuenca del Fluvià en la estación de aforo de Garrigàs (01/01/1987 – 01/12/1989)	248
7.8	Ajuste de la curva de recesión de caudal (calibración) para la cuenca del Fluvià en la estación de aforo de Garrigàs (10/12/1987 – 15/10/1988)	250
7.9	Validación del modelo hidrológico para la cuenca del Fluvià en la estación de aforo de Garrigàs (10/11/1985 – 01/07/1987)	251
7.10	Ajuste de la curva de recesión de caudal (validación) para la cuenca del Fluvià en la estación de aforo de Garrigàs (01/01/1986 – 10/09/1986)	252
7.11	Plano de la sección transversal de la estación de Can Simó	253
7.12	Estación de aforo de Can Simó en el río Tordera. En amarillo el lugar de la estación en el río	254
7.13	Calibración del modelo hidrológico para la cuenca de la Tordera en la estación de aforo de Can Simó (31/12/1995 – 14/05/1997)	256
7.14	Ajuste de la curva de recesión de caudal (calibración) para la cuenca del Tordera en la estación de aforo de Can Simó (30/10/1996 – 04/03/1997)	257
7.15	Validación del modelo hidrológico para la cuenca de la Tordera en la estación de aforo de Can Simó (15/11/2002 – 02/02/2004)	258
7.16	Ajuste de la curva de recesión de caudal (validación) para la cuenca del Tordera en la estación de aforo de Can Simó (01/10/2003 – 03/02/2004)	259
7.17	Sensibilidad de los parámetros en el SMA	262

CAPITULO 8. Análisis y discusión de resultados

8.1	Aportaciones y precipitaciones anuales para el período histórico en cuenca del Fluvà (1984 – 2008)	263
8.2	Aportaciones anuales para el período histórico para la cuenca del Fluvà, y las diferencias interanuales de las aportaciones (en valor absoluto)	264
8.3	Aportaciones y precipitaciones anuales para el período histórico en cuenca de la Tordera (1984 – 2008)	265
8.4	Aportaciones anuales para el período histórico para la cuenca de la Tordera, y las diferencias interanuales de las aportaciones (en valor absoluto)	266
8.5	Aportaciones anuales para el período histórico y para el horizonte de predicción 2000-2050, bajo escenarios de Cambio Climático B1 y A2, en la cuenca del Fluvà	267
8.6	Aportaciones anuales para el período histórico y para el horizonte de predicción 2000-2050, bajo escenarios de Cambio Climático B1 y A2, en cuenca de la Tordera	270
8.7	Comparación de aportaciones mensuales históricas y para los escenarios B1 y A2 en la cuenca del Fluvà	274
8.8	Temperatura media mensual para la cuenca del Fluvà bajo los escenarios B1 y A2	275
8.9	Comparación de aportaciones mensuales históricas y para los escenarios B1 y A2 en la cuenca de la Tordera	276
8.10	Temperatura media mensual para la cuenca de la Tordera bajo los escenarios B1 y A2	276
8.11	Distribución de caudales diarios históricos y para los escenarios B1 y A2 en la cuenca del Fluvà (intervalos en m ³ /s)	279
8.12	Distribución de caudales diarios históricos y para los escenarios B1 y A2 en la cuenca de la Tordera (intervalos en m ³ /s)	280
8.13	Comparación de la ET ₀ mensual (<i>Monthly Average</i>) y diaria (<i>Priestley</i>) para el escenario histórico (2001), el escenario de cambio B1 (2021) y el escenario de cambio A2 (2031) en la cuenca del Fluvà	283
8.14	Comparación de la ET ₀ mensual (<i>Monthly Average</i>) y diaria (<i>Priestley</i>) para el escenario histórico (2001), el escenario de cambio B1 (2025) y el escenario de cambio A2 (2035) en la cuenca de la Tordera	284
8.15	Evapotranspiración real anual para la cuenca del Fluvà en el período histórico y los escenarios de Cambio Climático B1 y A2	288
8.16	Variación media mensual y estacional de la ET _r en la cuenca del Fluvà (histórico, B1 y A2)	289

8.17	Variación de la precipitación media estacional (a), temperatura media estacional (b) y la ET_r estacional con respecto al período histórico en la cuenca del Fluvà para los escenarios de cambio B1 y A2	292
8.18	Evapotranspiración real anual para la cuenca de la Tordera en el período histórico y los escenarios de Cambio Climático B1 y A2	294
8.19	Variación media mensual y estacional de la ET_r en la cuenca de la Tordera (histórico, B1 y A2)	294
8.20	Variación de la temperatura media estacional, precipitación media estacional y ET_r estacional con respecto al período histórico en la cuenca de la Tordera para los escenarios de cambio B1 y A2	298
8.21	Variación media anual de la humedad del suelo en la cuenca del Fluvà (histórico, B1 y A2)	301
8.22	Variación de la humedad media mensual, estacional y diferencias medias entre meses para la cuenca del Fluvà (históricos, B1 y A2)	302
8.23	Variación media anual de la humedad del suelo en la cuenca de la Tordera (histórico, B1 y A2)	304
8.24	Variación de la humedad media mensual y estacional en la cuenca de la Tordera (históricos, B1 y A2)	305
8.25	Aportación media anual (amarillo) y precipitación media anual (azul) en la cuenca del Fluvia para las 5 series de datos utilizados (SP2) y la condición original (P1)	309
8.26	Aportación media anual (amarillo) y precipitación media anual (azul) en la cuenca de la Tordera para las 5 series de datos utilizados (SP2) y la condición original (P1).	312
8.27	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Castellfollit de la Roca (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	315
8.28	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación de la Vall d'en Bas (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	316
8.29	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Breda (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).	318
8.30	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Sant Celoni (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).	319
8.31	Distribución del número de días secos por estación meteorológica (Fluvià) para la serie normal y las 5 series de datos en los escenarios B1 y A2 (S= serie de datos)	321
8.32	Distribución del número de días secos por estación meteorológica (Tordera) para la serie normal y las 5 series de datos en los escenarios B1 y A2 (S= serie de datos)	322
8.33	Aportación media mensual en la cuenca del Fluvà para los 5 set de datos utilizados y la condición normal (S= serie de datos)	323

8.34	Aportación media mensual en la cuenca de la Tordera para los 5 set de datos utilizados y la condición normal (S= serie de datos)	324
8.35	Comparación de la variación anual de la humedad del suelo vs el caudal acumulado para los años 201, 2013, 2020 y 2044 en la cuenca del Fluvià (B1) bajo la serie de datos normal y una de las 5 series de datos generadas (P2 = serie generada para una cadena de Markov de 2 ^{do} orden; P1 = serie generada para una cadena de Markov 1 ^{er} orden)	326
8.36	Comparación de la variación anual de la humedad del suelo vs caudal acumulado para el los años 2014, 2015, 2019 y 2044 en la cuenca del Fluvià (A2) bajo la serie de datos normal y una de las 5 series de datos generadas (P2 = serie generada para una cadena de Markov de 2 ^{do} orden; P1 = serie generada para una cadena de Markov 1 ^{er} orden)	327
8.37	Comparación de la variación anual de la humedad del suelo vs caudal acumulado para el los años 2019, 2032, 2042 y 2043 en la cuenca de la Tordera (B1) bajo la serie de datos normal (P1) y una de las 5 series (P2) de datos generadas (P2 = serie generada para una cadena de Markov de 2 ^{do} orden; P1 = serie generada para una cadena de Markov 1 ^{er} orden)	329
8.38	Comparación de la variación anual de la humedad del suelo vs caudal acumulado para el los años 2014, 2028, 2033 y 2042 en la cuenca de la Tordera (A2) bajo la serie de datos normal (P1) y una de las 5 series (P2) de datos generadas (P2 = serie generada para una cadena de Markov de 2 ^{do} orden; P1 = serie generada para una cadena de Markov 1 ^{er} orden)	330

CAPITULO 10. Anejos

10.1	CN en función del uso del suelo y del grupo hidrológico del suelo (SCS, 1972)	345
10.2	Discretización en <i>HEC-GeoHMS</i> de la cuenca de la Tordera	346
10.3	Compás de 8 puntos	347
10.4	Intersección del mallado con subcuencas en el modelo hidrológico	352
10.5	División de la cuenca a través de los polígonos de Thiessen y asignación de cada celda de la malla con un valor de precipitación (Tordera)	353
10.6	Coeficiente de cultivo (Kc) para la cuenca del Fluvià en función de los usos de suelo obtenidos para la situación actual (2000) y la situación proyectada (2030)	354
10.7	Coeficiente de cultivo (Kc) para la cuenca de la Tordera en función de los usos de suelo obtenidos para la situación actual (2000) y la situación proyectada (2030)	355
10.8	Mallas utilizadas para el calculo de ET ₀ en la Tordera	356

10.9	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Maià de Montcal (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	358
10.10	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Jafre (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	359
10.11	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Roses (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	360
10.12	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Vall d'en Bas (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	361
10.13	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Maià de Montcal (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	362
10.14	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Jafre (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	363
10.15	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Roses (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	364
10.16	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Castelfollit de la Roca (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	365
10.17	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Blanes (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	366
10.18	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Sant Celoni (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	367
10.19	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Santa Coloma de Farners (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).	368
10.20	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Aeroport Girona (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).	369
10.21	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Blanes (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).	370
10.22	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Breda (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	371
10.23	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Santa Coloma de Farners (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	372
10.24	Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Aeroport Girona (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos)	373

ÍNDICE DE TABLAS

CAPITULO 2. Estado del arte de la hidrología

2.1	Conductividad hidráulica y porosidad de poros medios no consolidados	31
-----	--	----

CAPITULO 3. HEC – HMS como modelo hidrológico de simulación continua de la humedad del suelo

3.1	Función de cada uno de los parámetros en <i>SMA</i>	110
3.2	Valores para la interceptación de la vegetación	112
3.3	Valores iniciales estimativos y rangos máximos para el almacenamiento en superficie	113
3.4	Tasas de infiltración para distintos tipos de suelo	114
3.5	Aproximación de la profundidad de la zona superior del perfil del suelo	115

CAPITULO 4. Estado del arte del Cambio Climático

4.1	Modelos climatológicos utilizados en la actualidad	145
4.2	Modelos utilizados para las proyecciones de escenario de Cambio Climático. El tamaño horizontal de las celdillas atmosféricas y oceánicas se expresa en grados de latitud-longitud, y entre paréntesis se indica el número de niveles en la vertical	149
4.3	Comparación de los antiguos escenarios <i>SERS</i> y los nuevos escenarios <i>RCP</i>	152

CAPITULO 5. Zona de estudio y antecedentes generales

5.1	Precipitación y evapotranspiración de referencia totales anuales. Datos de estaciones situadas en las principales zonas agrícolas del Fluvià y la Tordera	176
-----	---	-----

CAPITULO 6. Análisis, evaluación y tratamiento de datos utilizados

6.1	Estaciones meteorológicas presentes en el área de estudio	181
6.2	Estaciones meteorológicas seleccionadas por cuenca de estudio	185
6.3	Estaciones de aforo presentes en las zonas de estudio	186
6.4	Variación del CN y S en las cuencas de estudio	192
6.5	Coeficientes de cultivo usados en el estudio	205
6.6	Selección de las 5 series (S_nP2 1-5) de datos de precipitación para la cuenca del Fluvià (escenario B1) y comparación con la serie P1 en función de los tres criterios establecidos para su selección ($P_{total} = \text{precipitación total}$ y $P_{med.} = \text{precipitación anual media}$)	225
6.7	Selección de las 5 series (S_nP2 1-5) de datos de precipitación para la cuenca del Fluvià (escenario A2) y comparación con la serie P1 en función de los tres criterios establecidos para su selección ($P_{total} = \text{precipitación total}$ y $P_{med.} = \text{precipitación anual media}$)	227
6.8	Selección de las 5 series (S_nP2 1-5) de datos de precipitación para la cuenca de la Tordera (escenario B1) y comparación con la serie P1 en función de los tres criterios establecidos para su selección ($P_{total} = \text{precipitación total}$ y $P_{med.} = \text{precipitación anual media}$)	229
6.9	Selección de las 5 series (S_nP2 1-5) de datos de precipitación para la cuenca de la Tordera (escenario A2) y comparación con la serie P1 en función de los tres criterios establecidos para su selección ($P_{total} = \text{precipitación total}$ y $P_{med.} = \text{precipitación anual media}$)	231

CAPITULO 7. Procesos de ajuste, calibración y validación del modelo hidrológico

7.1	Parámetros utilizados en la calibración del SMA para la cuenca del Fluvià en la estación de aforo de Garrigàs	247
7.2	Valores encontrados para la calibración del modelo hidrológico de la cuenca del Fluvià (aforo de Garrigàs) para el período histórico comprendido entre el 01/01/1987 y el 01/12/1989	249
7.3	Valores encontrados para la validación del modelo hidrológico de la cuenca del Fluvià (aforo de Garrigàs) para el período histórico comprendido entre el 01/01/1986 y el 01/07/1987	252
7.4	Parámetros utilizados en la calibración del SMA para la cuenca de la Tordera en la estación de aforo de Can Simò	255

7.5	Valores encontrados para la calibración del modelo hidrológico en la cuenca de la Tordera (aforo de Can Simò) para el período histórico comprendido entre el 31/12/1995 y el 14/05/1997	256
7.6	Valores encontrados para la validación del modelo hidrológico en la cuenca de la Tordera para el período histórico comprendido entre el 15/11/2002 y el 02/02/2004	258
7.7	Valores estadísticos para evaluar la eficiencia de la calibración y validación del modelo hidrológico en las cuencas en estudio	260

CAPITULO 8. Análisis y discusión de resultados

8.1	Aportaciones medias anuales en la cuenca del Fluvià para el período histórico y los escenarios de Cambio Climático	268
8.2	Variación porcentual de las aportaciones y la recarga en función del período histórico para los escenarios de Cambio Climático para la cuenca del Fluvià	269
8.3	Aportaciones medias anuales en la cuenca de la Tordera para el período histórico y los escenarios de Cambio Climático	271
8.4	Variación porcentual de las aportaciones y la recarga en función del período histórico para los escenarios de Cambio Climático	272
8.5	Evapotranspiración real en la cuenca del Fluvià para el período histórico y los escenarios de Cambio Climático. Variación porcentual de los escenarios respecto al período histórico	290
8.6	Variación de la precipitación y la temperatura, para ambos escenarios de cambio, con respecto al valor histórico en la cuenca del Fluvià	290
8.7	Evapotranspiración real en la cuenca de la Tordera para el período histórico y los escenarios de Cambio Climático. Variación porcentual de los escenarios respecto al período histórico	295
8.8	Variación de la precipitación y la temperatura, para ambos escenarios de cambio, con respecto al valor histórico en la cuenca de la Tordera	297
8.9	Variación de las aportaciones en la cuenca del Fluvià por escenario para cambios en la distribución temporal de la precipitación	311
8.10	Variación de las aportaciones en la cuenca de la Tordera por escenario para cambios en la distribución temporal de la precipitación	313

CAPITULO 10. Anejos

10.1	Tiempos de concentración para cada subcuenca de la cuenca del Fluvià y la Tordera	357
------	---	-----

Listado de unidades, acrónimos, abreviaciones y equivalencias

Unidades

cal	Calorías
mb	Milibares
kJ	Kilojulios
m	Metros
s	Segundos
mm	Milímetros
cm	Centímetros
kPa	Kilo pascales
MJ	Mega Julios
°C	Grados Celsius
m ³	Metros cúbicos
hm ³	Hectómetros cúbicos
ppm	Partículas por millón
Gt	Giga toneladas
km	Kilómetros
m s. n .m	Metros sobre el nivel del mar
xH/1V	Unidades de distancia horizontal por una unidad de distancia vertical
km ²	Kilómetros cuadrados
mm/h	Milímetros por hora
h	Hora
min	Minutos

Acrónimos y abreviaciones

CC	Cambio Climático
IPCC	Panel Intergubernamental de Cambio Climático
GHCN	Global Historical Climatological Network
PREC/L	Precipitation Reconstruction over Land
GPCP	Global Precipitation Climatological Project
GPCC	Global Prediction Climatological Centre
CRU	Climate Research Unit
GCM	Global Circulation Models
CADS	Consejo Asesor para el Desarrollo Sostenible
GEI	Gases de Efecto Invernadero
ECHAM5	Derivado de ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecast) + Hamburg
SMC	Servei Meteorologic de Catalunya
ET	Evapotranspiración
ET₀	Evapotranspiración potencial
ET_r	Evapotranspiración real
FAO	Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación
ET_q	Evaporación de equilibrio
HEC-HMS	Hydrologic Engineering Center - Hydrologic Modeling System
SAC – SMA	Sacramento - Soil Moisture Accounting
SMA	Soil Moisture Accounting
NWS	National Weather Service
SWM	Stanford Watershed Model
SIMPA	Sistema Integrado de Precipitación Aportación
CEDEX	Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas
GRASS	Geographic Resources Analysis Support System
USA – CERLA	United State of America - Construction Engineering Interface Laboratory
Tcl/Tk	Tool Command Language / Graphical Interface Toolkit
GIS	Geographical Information System
MAGRAMA	Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente
MDE	Modelo Digital de Elevación
SHE	Système Hydrologique Européen
SHETRAN	SHE - Transport
SOGREAH	Societe Grenobloise d'Etudes et d'Application Hydrauliques

TETIS	Sin nombre aparente
OCG	Onda Cinemática Geomorfológica
MDT	Modelo Digital del Terreno
SCS	Soil Conservation Service
CN	Curve Number
EF	Efficient Coefficient
GIGO	Garbage In Garbage Out
WMO	World Meteorological Organization
AR4	Fourth Assessment Report
AR5	Fifth Assesment Report
RCP	Representative Conservation Pathways
IAM	Integrated Assessment Models
AEMET	Agencia Española de Meteorología
SRES	Special Report on emission Scenarios
LAM	Limited Area Model
RCM	Regional Climate Model
MCSC	Mapa de Cobertes del Sòl de Catalunya
XAC	Xarxa Agrometerològica de Catalunya
DARPAM	Departament d'Agricultura, Ramaderia, Pesca i Alimentació
ACA	Agència Catalana de l'Aigüa
CREAF	Centre de Recerca Ecològica i Aplicacions Forestals
IRTA	Institut de Recerca i Tecnologia Agroalimentàries
ICC	Institut Cartogràfic de Catalunya
GOTILWA	Growth of Trees is Limited by Water
Kc	Coeficiente de Cultivo
HEC - GeoHMS	HEC - Geospatial Hydrologic Modelig Extension
DSS	Digital Speech Standard File
MIKE - SHE	MIKE - Système Hydrologique Européen
RIBASIM	River Basin Simulation Model
SWAT	Soil and Water Assesment Tool
TOPMODEL	Topography based hydrological Model
USDA	United State Deparment of Agriculture
GIMHA	Grupo de Investigación de Modelación Hidrológica y Ambiental
RSME	Root Mean Square Deviation
CD	Coeficiente de Determinación
ARMA	Autoregresive Moving Average
SO₂	Dióxido de Azufre

CO₂	Dióxido de Carbono
P_{total}	Precipitación total
P_{med}	Precipitación media
P_{DE}	Desviación Estándar de la Precipitación
GW	Groundwater
USGS	United State Geological Service
P1	Cadena de Markov de 1er orden
P2	Cadena de Markov de 2do orden
ha	Hectárea

Equivalencias

1º de latitud equivale aproximadamente a 111.1 km

1º de longitud equivale aproximadamente a 110.4 km en el Ecuador, disminuyendo hasta llegar a cero en los polos

1 Gt equivale a 10⁹ toneladas

1 Gt de carbono (al oxidarse) equivale 3.667 Gt de CO₂

1 ha equivale a 10.000 m²

1 km² equivale a 100 ha

1 hm³ equivale a 1.000.000 m³



CAPITULO 1. Introducción

UNIVERSITAT POLITÈCNICA DE CATALUNYA

1.1 Antecedentes

Hoy en día, el alto interés que concita los posibles efectos del Cambio Climático (CC) en el planeta, plantea una serie de interrogantes que deberán ser analizadas y explicadas por la comunidad científica. Como ya se sabe, existe un dato real que corresponde al aumento de la temperatura de la superficie de la tierra y del agua del suelo en los últimos 60 años. Esto se explica principalmente por la concentración de CO₂ y aerosoles en la atmósfera, producto del consumo y la quema progresiva de combustibles fósiles derivados del petróleo. Estas concentraciones de gases en la atmósfera han derivado en el planteamiento de una serie de hipótesis o proyecciones en función de su variación a futuro (principalmente aumento). Estos cambios observados y las posibles proyecciones han sido considerados como elementos importantes que generan variaciones a nivel climatológico, básicamente a través del calentamiento de la superficie terrestre. Para poder evaluar el efecto de esta situación, se han forzado los diversos modelos climatológicos con este tipo de proyecciones, con el objetivo de estudiar cómo el aumento de la concentración de los gases mencionados afecta las proyecciones climatológicas. El Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC) ha propuesto escenarios de Cambio Climático (CC) derivados del aumento de la concentración de gases de efecto invernadero en la atmósfera (IPCC, 2013). Estos escenarios de Cambio Climático han sido incluidos en las proyecciones del clima llevadas a cabo por los Modelos de Circulación General del Clima (GCM). A través de estos modelos se ha podido contar con una serie de proyecciones del clima para los próximos 100 años bajo distintos escenarios de CC.

La observación de las variables del clima demuestra una tendencia a cambios que podrían estar sucediendo en la atmósfera, alterando directamente su comportamiento y composición. Esto implica que el estudio de la atmósfera debe incluir dichos cambios, de manera de poder evaluar sus posibles efectos en el clima ya sea a nivel local o regional. Sin embargo, se debe ser cauto al momento de determinar los posibles efectos de estos cambios a nivel local. Es bien sabido que las proyecciones climáticas presentan un grado elevado de incertidumbre lo que puede llevar a definir resultados que puedan estar o no dentro del rango esperable.

Como todo fenómeno climático, el impacto es casi siempre directo en la población, y, por lo tanto, la plasticidad y la adaptación son fundamentales para el desarrollo humano. Un mejor entendimiento de los fenómenos climáticos y su incertidumbre asociada,

generará conocimiento necesario que permitirá afrontar de manera más efectiva los desafíos y retos que presentan los posibles cambios del clima a futuro.

El agua, como recurso sustentable, está presente en la mayoría de los fenómenos climáticos que ocurren en la tierra. El agua, desde el principio de los tiempos, ha sido una fuente vital para el desarrollo humano, destacando su adecuado manejo como uno de los puntos más importantes en torno a éste. La alta variabilidad climática que existe en el planeta conlleva la problemática de cómo manejar el recurso, especialmente en zonas donde éste es escaso. España es un ejemplo claro en lo que se refiere a variabilidad en la disponibilidad del recurso. Climatológicamente España tiene una alta variabilidad, con zonas con alto estrés hídrico y otras sin estrés. Debido a su ubicación geográfica, tiene un clima de transición entre las latitudes templadas y las tórridas, con grandes contrastes térmicos y pluviométricos. El invierno es frío, o fresco, con bastantes similitudes con el clima del resto de Europa, mientras que el verano cálido o muy cálido es más parecido al del norte de África. Dicha ubicación geográfica y el carácter ondulatorio de la circulación global de la atmósfera determinan que las olas de frío y de calor se produzcan con cierta frecuencia. Las precipitaciones son escasas e irregulares en la mayor parte del territorio con períodos de sequías que se alternan con otros de abundantes precipitaciones (Abanades et al., 2007).

Proyecciones llevadas a cabo en los últimos años postulan los posibles cambios en la variabilidad de las precipitaciones, en términos temporales y cuantitativos. Estudios actuales revelan que podrían existir disminuciones en las precipitaciones que irían de un 10 hasta un 30% menos de lo registrado en la actualidad en la península Ibérica, lo que podría afectar directamente en el abastecimiento y manejo del recurso. El IPCC (2007 y 2013) plantea que es muy probable que los episodios de precipitación intensa aumenten en frecuencia. Su intensidad aumentaría, particularmente en áreas tropicales y de latitudes altas que experimentarían aumentos de la precipitación media. Si bien pueda ser o no el caso de España, la ocurrencia de dichos fenómenos supondrá una adaptabilidad continua, que deberá llevarse acorde al conocimiento adecuado que se tenga de los procesos en los cuales influye directamente la precipitación.

Es imprescindible considerar el recurso hídrico como un componente más de un proceso integrado entre la atmósfera y la tierra. Por ende, cualquier propuesta de estudio referente al agua, siempre debe estar sujeta al estudio del ciclo hidrológico en su conjunto. El ciclo hidrológico en términos simples puede considerarse como el movimiento general del agua, ascendente por evapotranspiración y descendente por las

precipitaciones y la escorrentía superficial y subterránea generada, y que está definido por un alto número de variables integradas que definen su funcionamiento.

El conocimiento detallado del ciclo hidrológico debe ser una herramienta esencial para el buen manejo de los recursos hídricos. El poder contar con la mayor cantidad de información disponible capaz de caracterizar distintos componentes del ciclo permitirá llevar a cabo tareas que involucren fenómenos hidrológicos relacionados principalmente con los recursos hídricos. De aquí se infiere que el punto de partida del estudio hidrológico basa su éxito en la calidad y disponibilidad de la información de entrada.

Actualmente es frecuente encontrar dificultades a la hora de la recolección de datos hidrometeorológicos, lo que agrega incertidumbre a la tarea de describir el sistema hídrico en su conjunto. Debe existir un grado de confiabilidad aceptable en lo que se refiere a la toma de datos y su calidad. Un ejemplo de lo anterior es la incertidumbre que plantea el registro de la variabilidad espacial de la lluvia cuando se posee una red de pluviómetros acotada. Muchas veces se puede estar obteniendo resultados con algún grado de incertidumbre importante, es decir, si el estudio se circunscribe a un área reducida, la incertidumbre puede cumplir un rol importante.

La red de aforos es otra de las fuentes de datos importantes que debe cumplir ciertos estándares en la medición para que permita una buena utilización de ellos. El registro continuo en las cuencas permite conocer el régimen de caudal, y evaluar así la disponibilidad y variabilidad del recurso hídrico en el tiempo. Por otro lado, es un punto de partida clave para el desarrollo y utilización de modelos hidrológicos predictivos.

Es probable que el ciclo hidrológico pueda ser afectado en la medida que nuevos fenómenos meteorológicos generen cambios en la atmósfera. Estos cambios podrían estar asociados a variaciones generadas por la dinámica climatológica de la tierra y la acción antrópica. Esta variación es lo que se conoce comúnmente como Cambio Climático (CC), y será ampliamente descrito en este documento. Según el IPCC (2007), el CC desafía la hipótesis tradicional de que la experiencia hidrológica del pasado es un antecedente adecuado para las condiciones futuras. Las consecuencias del CC pueden alterar la fiabilidad de los actuales sistemas de gestión hídrica y de las infraestructuras relacionadas con el agua. Aunque las proyecciones cuantitativas de los cambios de precipitación, del caudal de los ríos y de los niveles hídricos en las cuencas fluviales son inciertas, es muy probable que las características hidrológicas varíen en el futuro. Aun cuando no existe seguridad de la realidad que se producirá en 50 años, se pueden

plantear escenarios de cambio para conocer las variaciones asociadas a cada uno de éstos, y en consecuencia cuantificar los posibles efectos sobre el recurso hídrico. En algunos países y regiones se están desarrollando procedimientos de adaptación y prácticas de gestión de riesgo que incorporan los cambios hidrológicos previstos, junto con sus correspondientes incertidumbres. Dentro de este mismo ámbito, la utilización de herramientas hidrológicas puede ser un gran aporte en lo que se refiere a la planificación y manejo del recurso hídrico. Esta planificación deberá ser actualizada constantemente a través de previsiones o más bien proyecciones que permitan la adaptabilidad del sistema a los cambios esperados. Como primera fase se plantea una mejor integración de la información sobre la variabilidad climática actual en la gestión hídrica. Esto permitirá a largo plazo adaptarse a los efectos del CC.

Dentro de las alternativas actuales para el manejo de los recursos hídricos, existe una alta gama de modelos hidrológicos que facilitan la tarea de la planificación. Desde hace más de 60 años se ha llevado a cabo el desarrollo de códigos y algoritmos capaces de evaluar el movimiento del agua, su almacenaje y sus pérdidas dentro de un sistema hídrico que describa la componente superficial y la subterránea del agua. Estos primeros modelos fueron capaces de cuantificar los fenómenos y así evaluar la disponibilidad de los recursos hídricos. Posteriormente el desarrollo computacional permitió la aplicación de códigos capaces de hacer cálculos más precisos y en menos tiempo. En la actualidad la disponibilidad de herramientas es alta, y el tipo de modelo a utilizar dependerá de factores como la disponibilidad de información, el tipo de cuenca y los procesos que se quieran estudiar más adelante. La utilización de estos modelos puede representar una alternativa real para la evaluación de los recursos hídricos a largo plazo. Y más aún, pueden ser una herramienta importante si lo que se busca es evaluar la hidrología de las cuencas asociada a los cambios en el clima.

El acoplamiento de modelos hidrológicos con modelos de Circulación General del Clima (*GCM*) puede ser una alternativa real para el estudio de los recursos hídricos. Los datos de salida de los *GCM* (posteriormente llevados a escala local y temporal) como temperatura y precipitación, pueden ser los datos de entrada del modelo hidrológico. A través de ellos se puede evaluar la aportación de una cuenca bajo cambios futuros en el clima.

Los modelos acoplados de atmósfera-océano hacen una proyección distribuida de las variables del clima. La resolución espacial generalmente es alta (km) lo que dificulta la evaluación de las proyecciones a escala menor. Harvey et al., (1997) plantea que un

asunto importante a tomar en cuenta en la utilización de los modelos globales es su resolución, y que el realismo o validez de cada predicción aumentará en la medida que aumente su resolución. Así mismo el paso de los modelos globales a modelos regionales conlleva una tarea importante no exenta de incertidumbre, y la metodología utilizada para su obtención debe ser detalladamente estudiada. Las técnicas de *downscaling* (conocidas en español como escalado) permiten aumentar la resolución del modelo y transformar las proyecciones en valores que pueden describir, por ejemplo, la lluvia total caída en un día. La estadística ha servido como herramienta para desarrollar escalados de los GCM a fin de satisfacer las distintas necesidades para interpolar variables predictoras atmosféricas desde una escala regional (tales como la media de la precipitación, temperatura y características circulatorias del nivel medio del mar o la vorticidad) a series meteorológicas de escala estacional (Wilby et al., 2006). Es fundamental para este tipo de aproximación el suponer que pueden establecerse relaciones empíricas estables entre los procesos atmosféricos que están ocurriendo a escalas temporales y espaciales distintas.

La integración de las herramientas anteriormente mencionadas (modelos hidrológicos – modelos climatológicos) permitirá, a través de diferentes técnicas de trabajo, realizar la evaluación del sistema hídrico bajo cambios en los patrones del clima. Esto quiere decir que, a partir de modelos hidrológicos, tomando las proyecciones de los modelos climatológicos y escalándolas a nivel local, es posible evaluar, por ejemplo, la aportación generada por una cuenca bajo una condición climática futura determinada. Este tipo de procesos es lo que se propone en esta tesis de doctorado, para poder validar la interacción de este tipo de modelos y al mismo tiempo, producir resultados que sean útiles para un mejor manejo de los recursos hídricos, así como también, de base para el estudio de nuevas investigaciones referente a esta temática.

1.2 Por qué realizar este tipo de estudios

De acuerdo a proyecciones hechas por el IPCC (2013) en su informe de Cambio Climático (CC), las cuencas mediterráneas pueden ser una de las áreas más susceptibles al cambio climático. Estudios revelan que existe un aumento relevante de la temperatura y variaciones considerables en el monto, distribución temporal y espacial de la precipitación a lo largo del siglo XXI, además de la presencia de sequías en los períodos estivales. De estas implicaciones nacen diferentes preguntas con respecto a

la disponibilidad del recurso hídrico en las zonas más afectadas por el cambio climático.

En Catalunya, en los últimos 10 años, se ha empezado a considerar al cambio climático como variable que puede afectar directamente a distintos procesos que tienen relación con los recursos hídricos (abastecimiento, distribución, regadíos, etc.). De esta manera se han desarrollado diversas políticas a escala regional como local. Organismos locales, como el Consejo Asesor para el Desarrollo Sostenible (CADS), la Comisión Interdepartamental del Cambio Climático, la Oficina Catalana del Cambio Climático, o grupos de investigación como el Grupo de Expertos en Cambio Climático en Catalunya, ha realizado diversas investigaciones y sentado las bases del estudio del Cambio Climático en Catalunya. De estos estudios se han definido áreas específicas afectadas por estos cambios. Dentro de éstas se encuentran los impactos hidrológicos (tendencias observadas y proyecciones sobre los regímenes fluviales, aguas subterráneas); los impactos sobre los ecosistemas acuáticos (cambios observados y posibles tendencias a futuro) y las implicaciones socioeconómicas en torno al sector del agua.

En este contexto y entendiendo que el CC es una fuente de cambio que afecta directamente los procesos hidrológicos, es importante cuantificar cómo dichos cambios pueden afectar el sistema hídrico. Conocer estos cambios y poder evaluarlos es tarea fundamental para la modelización hidrológica ya que esto permitirá realizar un mejor manejo de todos los procesos que involucran al recurso hídrico como actor principal.

1.3 Objetivos de la Tesis

El objetivo principal de la tesis de doctorado consiste en evaluar la disponibilidad de los recursos hídricos en dos cuencas mediterráneas de Catalunya bajo escenarios de cambio climáticos propuestos por el IPCC. Si bien es cierto que el estudio se enmarca en dos cuencas bien definidas, con características meteorológicas y geográficas distintas, los resultados pueden entregar una visión general del estado de los recursos hídricos en distintas zonas de Catalunya.

Se pretende estudiar la respuesta del sistema hidrológico a través de un modelo distribuido de base física que será construido para las dos cuencas en estudio. Este modelo será alimentado con información de campo hidrometeorológica (precipitación,

temperatura y caudales), para su ajuste, calibrado y validación. Esta información será obtenida de las estaciones de muestreo ubicadas en cada una de las cuencas de estudio y abarcarán un período histórico de 25 años (1984 – 2008). Una vez con el modelo construido, calibrado y validado, se procederá a evaluar series de datos (P y T^a) futuros a modo de obtener valores de aportaciones para los escenarios de cambio.

Para realizar la evaluación futura de los recursos hídricos, se utilizarán las proyecciones realizadas por los GCM. Estos modelos han sido previamente forzados con proyecciones de la evolución de la concentración de Gases de Efecto Invernadero (GEI) propuestas por el IPCC (2007).

La generación de series diarias de precipitación y temperatura futuras se obtendrá a partir del escalado del Modelo de Circulación General-GCM ECHAM5 (Max Planck Institute www.mpimet.mpg.de/en/wissenschaft/modelle/echam/echam5.html) que permite cuantificar variables y simular su comportamiento a partir de las emisiones futuras de gases de efecto invernadero (escenarios). El ECHAM5 proporciona resultados para los escenarios de CC A2 y B1 en los horizontes temporales 2013-2037; 2038-2062 y 2063-2092. Se seleccionaron los escenarios B1 (cambio moderado) y A2 (cambio severo) definidos por el IPCC (2001) para el periodo 2000-2050.

Estas proyecciones serán llevadas a escala local y temporal (diaria) a través de técnicas de escalado estadístico (*Statistical Downscaling*) que también serán desarrolladas en este trabajo. Los resultados de estos procesos serán ingresados al modelo hidrológico como datos de entrada (P , T^a) a fin de evaluar los cambios en las aportaciones a partir de dos escenarios de Cambio Climático (B1 y A2).

Una vez obtenidos los resultados para las aportaciones futuras, se plantea una hipótesis alternativa que plantea evaluar de qué manera la técnica de escalado estadístico propuesta en el estudio puede ser condicionada a modo de obtener series de datos de precipitación con una variabilidad temporal distinta. A partir de estos resultados se evaluarán series de precipitación con distintas variabilidades temporales a modo de estudiar el efecto de esta variabilidad en la generación de aportaciones.

1.4 Referencias

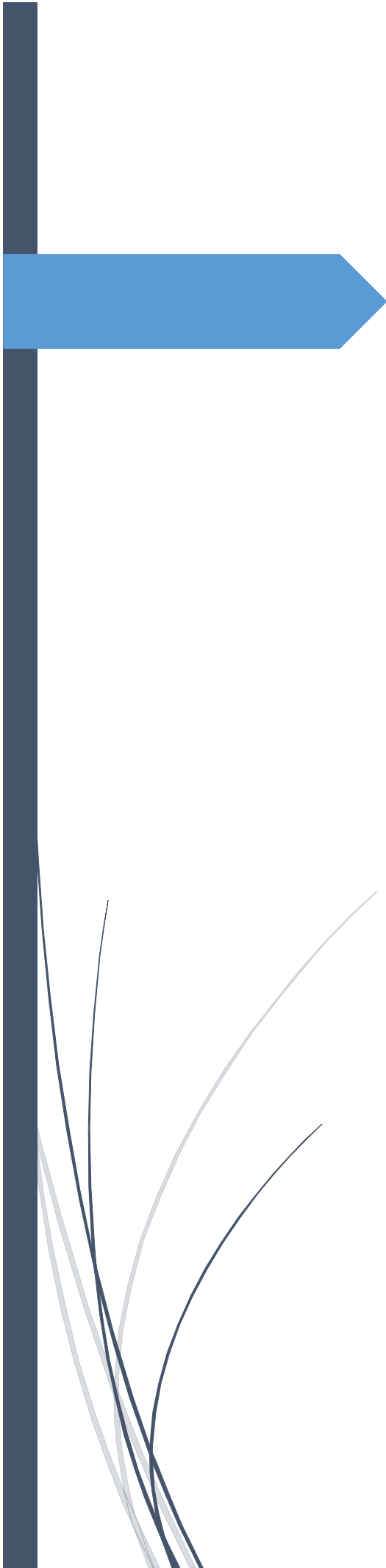
Abanades, J. C.; Cuadrat, J. M.; De Castro, M.; Fernández, F.; Gallastegui, C.; Garrote, L., Jiménez, L. M., Juliá, R., Losada, I. J., Monzón, A., Moreno, J. M., Pérez, J. I., Ruiz, V., Sanz, M. J., Vallejo, R. (2007). “El cambio climático en España. Estado de situación”. Informe para el Presidente del Gobierno elaborado por expertos en cambio climático, Madrid (España). 50 p.

Harvey, L. D. D., Gregory, J., Hoffert, M. Jain, A., Lal, M., Leemans, R., Raper, S., Wigley, T., Wolde, J. (1997). “An introduction to simple climate models used in the IPCC Second Assessment Report”, 50 pp., Intergovt. Panel in Clim. Change, Bracknell, England UK.

IPCC. (2007). International Panel of Climate Change. IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4).

IPCC. (2013). International Panel of Climate Change. IPCC Fifth Assessment Report: Climate Change 2013 (AR5).

Wilby, R. L., Whitehead, P. G., Wade, A. J., Butterfield, D., Davis, R. J., Watts, G. (2006). “Integrated modelling of climate change impacts on water resources and quality in a lowland catchment: River Kennet”, UK. J Hydrol 330, 204-220.



CAPITULO 2.

Estado del arte de la hidrología

2.1 Breve historia del manejo de los recursos hídricos

El agua se encuentra en distintos estados en la naturaleza. Por ende, puede encontrarse en condiciones de desabastecimiento, contaminación o mala distribución. Alrededor del mundo éstas son las condiciones que influyen directamente en la planificación y manejo del recurso. Además, el manejo sustentable de los recursos hídricos implica el desarrollo de estructuras multidisciplinarias que incluyan distintos actores sociales. El agua debe ser manejada integralmente de tal manera que el abastecimiento esté asegurado y al mismo tiempo evitar o dar respuesta oportuna y eficaz a todos aquellos problemas generados por el agua en su estado natural (inundaciones, grandes tormentas, etc.).

Desde tiempos antiguos ha existido una necesidad de controlar, utilizar y manejar los recursos naturales. El agua, como uno vital, siempre ha sido de los más importantes en el desarrollo de la humanidad. En tiempos prehistóricos los asentamientos humanos siempre se producían cerca de lagos y ríos. Por ejemplo, hace aproximadamente 7000 años en Jericó el agua almacenada en los pozos se utilizaba como fuente de recurso, desarrollando al mismo tiempo diversas formas de transporte. Esto se realizaba mediante canales sencillos, excavados en la arena o las rocas. Más tarde se comenzarían a utilizar tubos huecos. Alrededor del año 3000 a.C., la ciudad de Mohenjo-Daro (Pakistán) necesitaba un suministro de agua muy grande. En esta ciudad existían servicios de baño público e instalaciones de agua caliente. En la antigua Grecia el agua de esorrentía, agua de pozos y agua lluvia eran utilizadas en épocas tempranas. Debido al crecimiento de la población se vieron obligados al almacenamiento y distribución (mediante la construcción de una red de conducciones) del agua. El agua utilizada se retiraba mediante sistemas de recogidas de aguas residuales, a la vez que el agua de lluvia. Los griegos fueron los primeros en tener interés en la calidad del agua. Ellos utilizaban embalses de aireación para la purificación del agua (Lenntech, 2012).

Los Romanos fueron los mayores ingenieros en construcciones de redes de distribución de agua que ha existido a lo largo de la historia antigua. Ellos utilizaban recursos de agua subterránea, ríos y agua de esorrentía para su aprovisionamiento. Construyeron también presas para el almacenamiento y retención del agua. El sistema de tratamiento por aireación se utilizaba como método de purificación habitual. El agua de mejor calidad y por lo tanto más popular era el agua proveniente de las montañas. Los acueductos eran los sistemas utilizados para el transporte del agua. A través de ellos, el agua fluía a lo largo de grandes longitudes. Los sistemas de tuberías en las ciudades utilizan

cemento, roca, bronce, plata, madera y plomo. Las fuentes de agua se protegían también de contaminantes externos.

Después de la caída del imperio Romano, los acueductos se dejaron de utilizar. Desde el año 500 al 1500 d.C. hubo poco desarrollo en relación con los sistemas de tratamiento del agua. Durante la edad media se manifestaron gran cantidad de problemas de higiene en el agua y el plomo disuelto en ellas, ya que los residuos y excrementos se vertían directamente a los cauces. La gente que bebía estas aguas enfermaba y moría. Para evitarlo se utilizaba agua existente fuera de las ciudades no afectada por la contaminación. Esta agua se llevaba a la ciudad mediante los llamados “portadores” (Lenntech, 2012).

El primer sistema de suministro de agua potable a una ciudad completa fue construido en Paisley, Escocia, alrededor del año 1804 por John Gibb. En tres años se comenzó a transportar agua filtrada a la ciudad de Glasgow. En 1806 en París empieza a funcionar la mayor planta de tratamiento de agua. El agua sedimentaba durante 12 horas antes de su filtración. Los filtros consistían en arena, carbón y su capacidad era de seis horas. En 1827 el inglés James Simpton construye uno de los primeros filtros de arena para la purificación del agua potable. Hoy en día todavía se considera como el primer sistema efectivo utilizado con fines de salud pública (Lenntech, 2012).

El consumo y su posterior almacenamiento han sido parte esencial del hombre y así el concepto de manejo del agua ha estado presente desde siempre. Sin embargo, con el pasar de los tiempos y el desarrollo industrial y económico, el agua ha pasado de ser un bien a un servicio por lo cual su control ha sido altamente codiciado por el hombre. Esto se hace más marcado aun en lugares donde el abastecimiento, debido a su escasez, puede resultar aún más restrictivo o complicado.

El estudio de la historia permite aprender y entender la importancia del recurso hídrico en el desarrollo humano. Esto facilita la tarea de mejorar la forma en que se administra el recurso actualmente y proponer adaptabilidades a los posibles cambios de éste en el futuro. Es indudable que los cambios asociados a la atmósfera y su componente meteorológica influirán a futuro en el manejo de los recursos hídricos.

El aumento de la población mundial plantea otro reto considerable al manejo de los recursos hídricos. Nuevas estrategias de manejo serán necesarias para hacer un mejor uso de los recursos hídricos bajo condiciones de escasez, abundancia o simplemente

ausencia. Los posibles cambios climáticos proyectados harán la tarea aún más difícil y por lo que será necesario contar con la mayor información y conocimiento posible para poder implementar soluciones que permitan alcanzar los objetivos de un manejo hídrico sustentable, ecuánime y acorde a las necesidades existentes.

2.2 El ciclo hidrológico en la naturaleza

El manejo de los recursos hídricos debe ser abordado teniendo como punto de partida el ciclo hidrológico. El conocimiento detallado de cada una de sus fases, componentes y su cuantificación, permitirá comprender y proponer medidas que permitan un manejo sustentable de uno de los elementos más importante del ciclo, el agua.

La circulación del agua en la hidrosfera es lo que constituye el ciclo hidrológico, lo que representa el foco principal de la hidrología. El ciclo no tiene inicio ni final y la mayoría de sus procesos ocurren en forma continua. La figura 2.1 muestra una esquematización del ciclo hidrológico. En él, el agua se evapotranspira desde los océanos y la superficie terrestre (incluida la vegetación). Esta agua evapotranspirada pasa a formar parte de la atmósfera hasta que nuevamente se condensa y precipita sobre la superficie terrestre (precipitación). Puede ser interceptada por la vegetación, transformarse en escorrentía superficial, infiltrar en el suelo, moverse como flujo sub-superficial y formar parte de la escorrentía para llegar hasta los cauces principales de los ríos.

La mayoría de la precipitación interceptada por la vegetación y retenida en la superficie terrestre retorna a la atmósfera a través de los procesos de evapotranspiración. Por otro lado, el agua infiltrada puede percolar hacia acuíferos más profundos y pasar a ser agua de recarga. Esta agua puede nuevamente emerger lentamente y pasar de nuevo a formar parte de la escorrentía que finalmente fluye hacia el océano para ser evaporada hacia la atmósfera y así continuar con el ciclo (Chow et al, 1988).

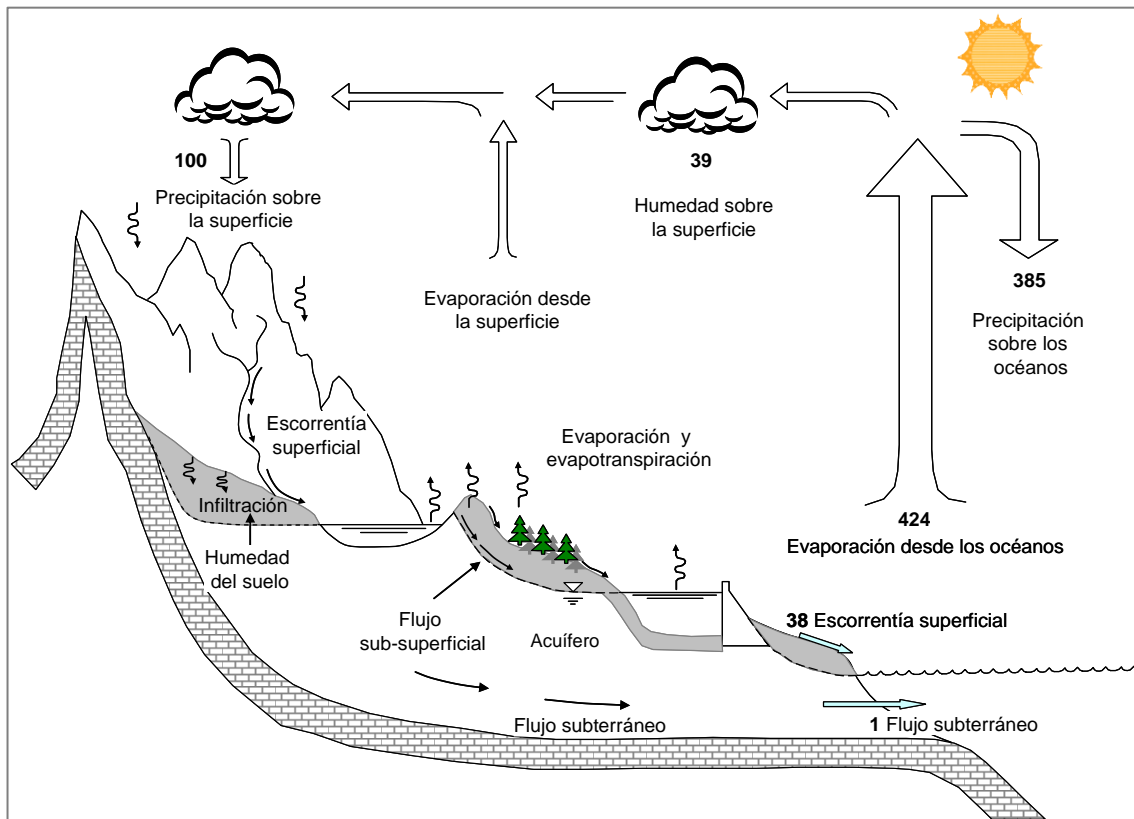


Figura 2.1. Representación del ciclo hidrológico (Fuente: Chow, 1988).

El concepto de ciclo hidrológico es simple, pero el fenómeno es enormemente complicado e intrincado. Aun cuando el ciclo puede ser evaluado a nivel global, éste está también compuesto de muchos ciclos interrelacionados a nivel continental, regional y local. Mientras el volumen de agua en el ciclo hidrológico global se mantiene esencialmente constante, la distribución de esta agua está cambiando constantemente a lo largo del tiempo a nivel, continental, regional o local (Chow et al., 1988)

Contar con información de entrada (precipitación) y salida (evapotranspiración y caudal), permite evaluar el ciclo del agua para un área determinada, pudiendo al mismo tiempo, describir los mecanismos que interactúan en los distintos procesos del mismo.

En los últimos años han surgido nuevos fenómenos que pueden afectar directamente el ciclo hidrológico. Estos fenómenos están determinados principalmente por el Cambio Climático (CC). Esta nueva situación proyectada a través de escenarios futuros de cambio, sugiere modificaciones en los patrones de la precipitación, afectando su cantidad, variabilidad e intensidad. Por otra parte, los escenarios proyectan también cambios en temperatura, con aumento en la mayoría de los casos. Estas nuevas

variaciones podrían influir directamente en el ciclo hidrológico, cambiando comportamientos y definiendo nuevas disponibilidades del recurso hídrico a lo largo del planeta. El poder estudiar el movimiento y comportamiento del agua bajo estos cambios, puede representar una herramienta válida de entendimiento de los nuevos procesos bajo estos escenarios futuros de cambio.

2.2.1 La precipitación como componente fundamental del ciclo hidrológico

De acuerdo con Chow (1988), la precipitación incluye la nieve, la lluvia y granizo ocasionalmente, además de procesos adicionales como puede ser la niebla o el rocío. La formación de la precipitación requiere del ascenso de una masa de aire con un cierto contenido de humedad en la atmósfera, la cual se enfría, condensa y precipita. Existen tres mecanismos por los cuales estas masas de aire ascienden en la atmósfera (figura 2.2) y producen distintos tipos de precipitación:

- Precipitación frontal (a): cuando una masa de aire caliente pasa sobre una masa de aire frío
- Precipitación orográfica (b): cuando una masa de aire enfrenta un cordón montañoso y asciende
- Precipitación convectiva (c): donde la masa de aire asciende rápidamente debido a una acción convectiva. Este ascenso rápido se debe a un calentamiento local de la superficie terrestre, lo que causa una alta inestabilidad vertical del aire húmedo generando altas tasas de vapor de agua que asciende rápidamente y posteriormente se condensa

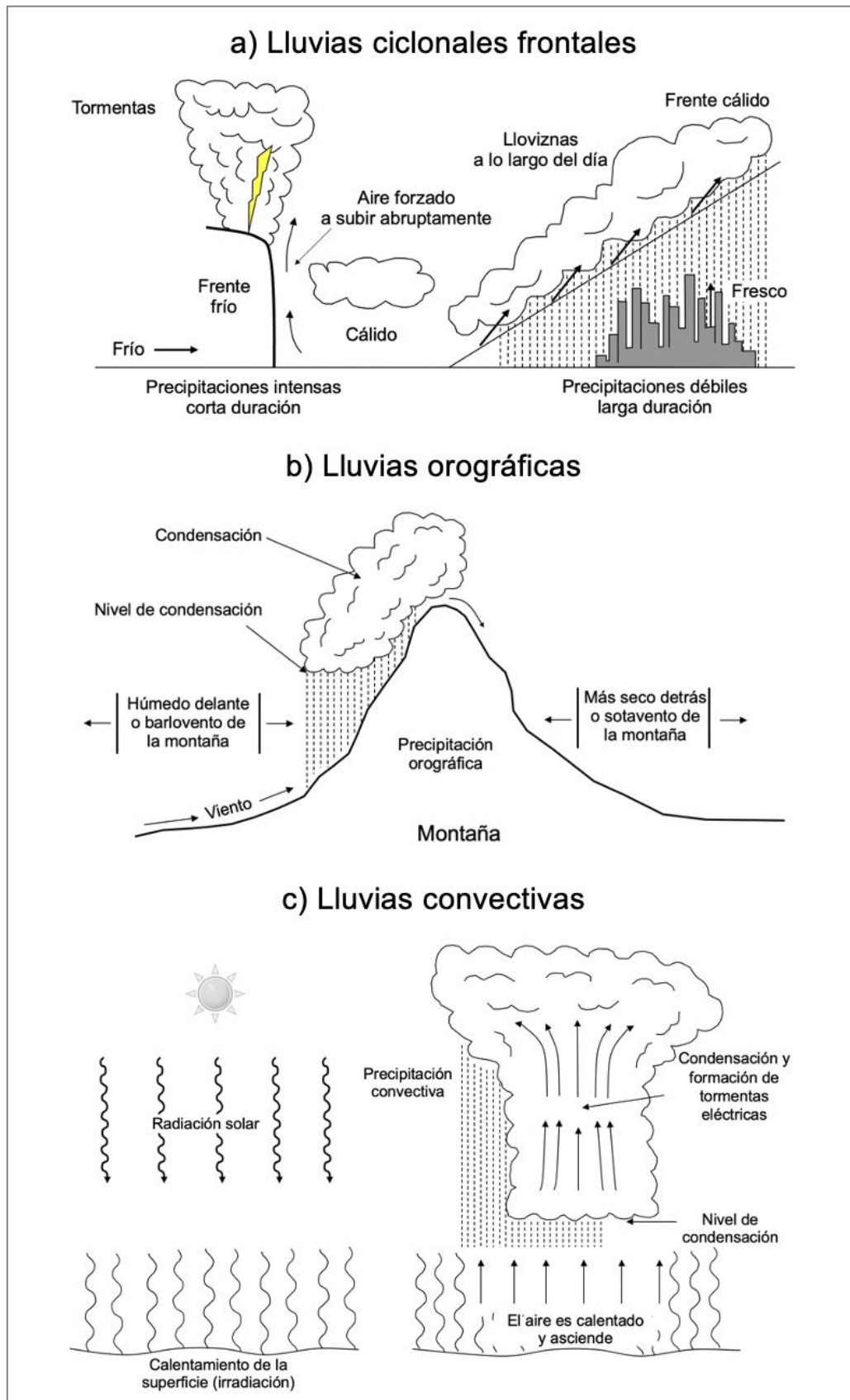


Figura 2.2. Mecanismos de formación de la precipitación (Fuente: Chow, 1988).

La precipitación se forma de distintas formas de acuerdo a condiciones climáticas específicas y del lugar donde se desarrolla. La topografía y la ubicación influyen directamente en el tipo de precipitación. Al mismo tiempo la cercanía de grandes masas de agua como océanos y grandes lagos hace cambiar aún más la morfología de ésta. La presencia de situaciones en las cuales se mezclan dichas características provoca que el fenómeno sea aún más complejo e incierto. A modo de ejemplo, se puede citar el caso de Barcelona. Esta ciudad en primavera y verano presenta altas temperaturas que sumado a su cercanía con el mediterráneo favorece altas tasas de evaporación, que funcionan como sustento principal de humedad en el aire y posterior condensación. Por otro lado, Barcelona presenta un cordón montañoso en la parte alta de la ciudad (Sierra de Collserola) lo que facilita los procesos orográficos y la generación de este tipo de lluvia. En la ciudad se pueden producir tormentas del tipo convectivo, debido a las altas temperaturas y el alto contenido de humedad del aire. Se pueden producir fenómenos orográficos a causa de la Sierra de Collserola y también se pueden producir lluvias frontales provenientes de frentes de mal tiempo formados en el Atlántico. La unión de este tipo de situaciones genera un sistema complejo en el cual la lluvia no tiene un patrón bien definido y único de comportamiento.

El carácter aleatorio de la lluvia genera una variabilidad bastante observada y estudiada. La precipitación varía en espacio y tiempo de acuerdo a los patrones generales de circulación atmosférica. El valor medio para años de observación, para una variable meteorológica es lo que se denomina valor normal. Este valor medio dependerá de la ubicación geográfica; por ejemplo, en zonas costeras tenderá a ser más alto que en zonas interiores, ya que los océanos son el principal proveedor de humedad atmosférica para la formación de la precipitación (Chow et al., 1988).

La precipitación es el principal elemento que condiciona el balance de agua en el suelo (junto a la temperatura). Debido a sus pulsos positivos, la lluvia es altamente intermitente y asimétrica. El efecto de la lluvia sobre el balance hídrico del suelo depende principalmente de la dinámica de las condiciones de humedad de éste. La cantidad de agua que se infiltra es controlada por la humedad y permeabilidad del suelo a través de la generación de escorrentía, siendo la saturación su componente más importante (Porporato y Daly, 2005).

La respuesta hidrológica de una cuenca es el resultado de muchas interacciones entre variados fenómenos físicos, en los cuales cada componente aporta una variabilidad temporal y espacial. La forma de la respuesta hidrológica se verá afectada directamente

por esta variabilidad (Wood y Sivapalan, 1999). Además de la variabilidad espacial y temporal de la lluvia, la respuesta hidrológica también se verá afectada por el tamaño de la cuenca y su naturaleza. Esta variación ha sido evaluada en distintos estudios con disímiles resultados, lo que ilustra la complejidad del problema. Singh (1997), concluye que la variabilidad espacial y temporal puede influenciar significativamente la forma del hidrograma y que la importancia de esta variabilidad cambia en función de las propiedades de la lluvia en la cuenca. Las características de la precipitación, las cuales incluyen la intensidad, duración, dirección y velocidad del movimiento y finalmente su resolución temporal, afectan directamente la respuesta integrada (ej. hidrograma de escorrentía) y la respuesta distribuida (ej. la distribución temporal y espacial de la humedad del suelo) (Yen y Chow, 1969; Black, 1972; Foroud et al., 1984; De Lima y Singh, 2003; De Lima et al., 2003; De Lima et al., 2009; Singh, 2005; Nunes et al., 2006; Assouline et al., 2007; Chan, 2007)

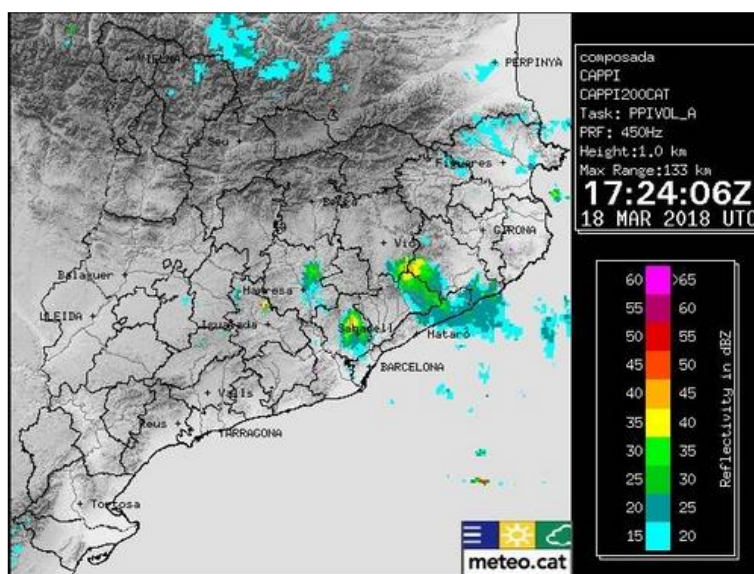


Figura 2.3. Foto de radar de la intensidad de lluvia en Catalunya (reflectividad). Fuente: SMC.

La figura 2.3 muestra una imagen de radar de Catalunya, representando en escala de colores las diferentes intensidades de la lluvia (reflectividad). Al mismo tiempo muestra la variabilidad espacial de la lluvia y su trayectoria dentro del territorio. Dentro de las características de la precipitación, la intensidad y la duración son los factores dominantes que controlan la respuesta hidrológica. La precipitación de alta intensidad y/o larga duración, generalmente produce picos más altos de caudal, especialmente cuando la precipitación es altamente variable en el tiempo (Qihua Ran et al., 2012).

Estudios recientes señalan que tanto la escorrentía como las tasas de infiltración en el suelo, están influenciadas por los patrones de intensidad de la precipitación (De Lima et al., 2009).

El movimiento y velocidad de la precipitación en la cuenca tiene una alta influencia en la generación de la escorrentía y en la erosión del suelo. Algunos estudios han demostrado que ignorar el movimiento de la precipitación puede resultar en una subestimación o sobrestimación de los picos de caudal. En términos comparativos, se pueden definir dos tipos de respuesta hidrológica a causa del movimiento de una tormenta aguas arriba o aguas abajo de una cuenca. Las tormentas que se mueven hacia aguas arriba de la cuenca (en comparación con las tormentas hacia aguas abajo) se caracterizan por generar hidrogramas con picos más tempranos, picos de caudal menos elevados y un tiempo base mayor (De Lima y Singh, 2003).

La figura 2.4 muestra la variabilidad del territorio como otro componente asociado a la morfología de la precipitación que afecta directamente la respuesta hidrológica de una cuenca.

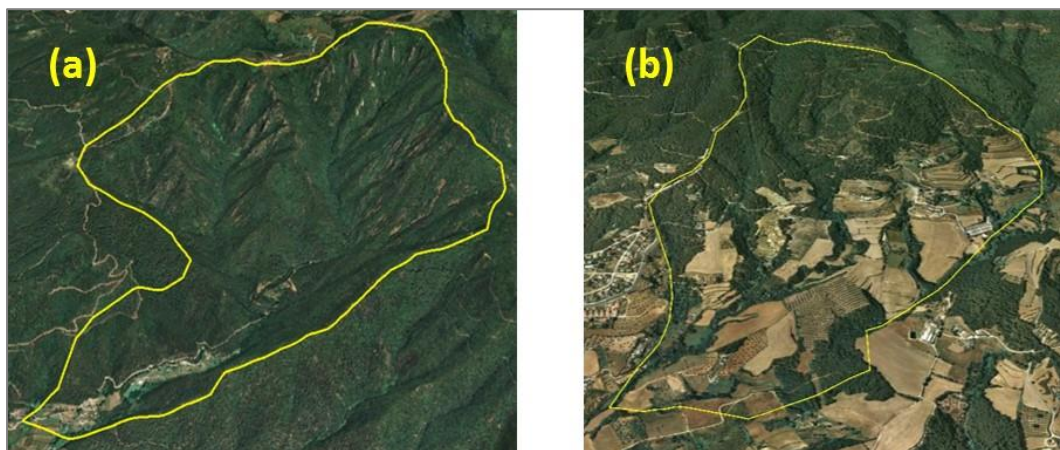


Figura 2.4. Discretización de cuencas con distintas topografías.

La física del sistema hidrológico cumple también un papel importante en la respuesta hidrológica; cada cuenca es diferente a la otra, lo que genera que la respuesta varíe en función de sus características. Por un lado, la topografía ejerce un rol fundamental en la generación de caudales. Cuencas con pendientes altas (a) tenderán a tener tiempos de concentración menores, que cuencas con menores pendientes (b), a igualdad de áreas.

Cuencas con pendientes elevadas, tienden a tener suelos menos profundos, producto de una mayor exposición a la erosión de laderas. Esto influye directamente en la capacidad de almacenamiento del suelo y su respuesta hidrológica. Altas pendientes facilitan un movimiento más acelerado del agua en el subsuelo y en superficie, lo que es diferente a lo que sucede en cuencas con pendientes más suaves. De esta forma se podría afirmar que zonas planas pueden ser más húmedas que zonas de altas pendientes. Sin embargo, nuevamente la complejidad del sistema no garantiza estos supuestos al 100%. Adicionalmente aparece un nuevo componente que puede hacer variar dichas afirmaciones, la vegetación.

La cobertura vegetal (uso del suelo) cumple un rol importante en el balance hídrico del suelo. Si se observa la figura 2.4 es probable que exista una mayor humedad en la foto de la izquierda (a), y esto podría estar propiciado por el tipo de cobertura. Al ser un área boscosa es probable que la vegetación permita una mejor regulación de la humedad, ya que habría un menor desecamiento de la superficie a causa de la radiación solar directa que cae sobre el suelo (protección generada por la cobertura vegetal). Al mismo tiempo la acción de las raíces dentro del suelo (mejoramiento de la estructura del suelo) puede facilitar un mejor almacenamiento de humedad. Por el contrario, zonas más bajas de menores pendientes (b), son generalmente utilizadas en la agricultura, lo que implica una extracción mucho más alta de agua, generando así un suelo menos húmedo. A esto se puede sumar la mayor exposición solar del suelo, producto de una escasa cobertura vegetal, generando procesos de desecación y erosión más intensos.

El estudio del balance hídrico en una cuenca representa un desafío complejo de estudio, que debe ser abordado a través de herramientas que simplifican sus procesos. Es esencial conocer la complejidad de estos procesos a modo de poder definir si dichas herramientas son capaces de simular tales efectos.

2.2.2 La evapotranspiración y su efecto en el balance hídrico

La evaporación se puede definir como el proceso mediante el cual las moléculas en estado líquido pasan a estado gaseoso. Los dos factores más importantes que influyen en la evaporación son el abastecimiento de energía que provee una fuente de calor latente y la habilidad para transportar el vapor de agua desde la superficie evaporante. La fuente de energía principal en el proceso es la radiación solar, mientras que la habilidad para transportar el vapor de agua desde la superficie evaporante depende de

la velocidad del viento y el gradiente de humedad específico del aire sobre la superficie (Chow, 1988).

La evapotranspiración (ET) es un término que se asigna cuando se combinan los procesos de transpiración de la vegetación más la evaporación. En el proceso de transpiración el agua es extraída desde el suelo a través de las raíces, transportada en sentido vertical hasta las hojas, donde a través de estomas, es expulsada hacia la atmósfera. La ET está influenciada también por el abastecimiento de agua desde la superficie evaporable, es decir el contenido de humedad del suelo. La evapotranspiración potencial (ET_0) ocurriría cuando sobre una superficie cubierta de vegetación el abastecimiento de agua en el suelo fuera inagotable. Esta se calcula de la misma forma que se calcula la evaporación para una superficie abierta de agua. La ET_0 cae bajo su potencial cuando el suelo comienza a secarse (Chow et al., 1988).

En términos de balance hidrológico, la ET es la segunda componente más importante después de la precipitación. Es el proceso mediante el cual parte importante de lo que precipita se devuelve a la atmósfera. A escala anual un alto porcentaje de precipitación es exportada o perdida desde el sistema como ET en vez de escurrir. Este fenómeno es observado en un amplio rango de situaciones, incluyendo trópicos y zonas húmedas (Leigh, 1975). Por ejemplo, entre un 54 y 66% de la precipitación anual en la estación Selva Biológica, en Costa Rica, fue exportada desde el sistema durante los años 1998-2000 (Loescher, 2002). Arain et al., (2003) en bosques del norte de Canadá, encontraron que la máxima tasa diaria de ET del bosque de Picea Negra Canadiense alcanzó 3.5 mm/día y más de 85% de precipitación anual fue devuelta a la atmósfera a través del mecanismo de evapotranspiración.

En 1984 Charles Warren Thornthwaite desarrolló un sistema que permitía determinar el balance hídrico y evaluar la evapotranspiración potencial (ET_0). Thornthwaite definió la ET_0 como la evapotranspiración que se produciría si la humedad del suelo y la cobertura vegetal estuvieran en condiciones óptimas.

Por el contrario, la evapotranspiración real (ET_r) es la que se produce realmente en las condiciones existentes en cada caso. Es evidente que $ET_r \leq ET_0$. En un lugar desértico la ET_0 puede ser de 6mm/día y la ET_r de 0, puesto que no hay agua para evapotranspirar. Serán iguales siempre que la humedad del suelo sea óptima y que exista un buen desarrollo vegetal. Esto sucede en un campo de cultivo bien regado o en un área con vegetación natural en un período suficiente de precipitaciones.

Diferentes metodologías han sido desarrolladas para la determinación del ET_0 . En el cálculo de la ET se utiliza la misma metodología que para la evaporación, sólo que se adoptan algunos ajustes adicionales para tener en cuenta el efecto de la vegetación y el suelo. Una de las fórmulas más usadas es aquella propuesta por Penman en 1948. A través de esta formulación es posible calcular la evapotranspiración potencial (ET_0).

Método de Penman

Penman define a la ET_0 como la tasa de ET máxima que puede ocurrir desde la superficie terrestre, cubierta o no de vegetación bajo condiciones de humedad ilimitadas. La ecuación está basada en cuatro factores climáticos: radiación neta, temperatura del aire, velocidad del viento y déficit de presión de vapor. La formulación es la siguiente:

$$ET_0 = \frac{\left(\frac{R_n}{a}\right) + bE_a}{c + b} \quad (2.1)$$

donde:

c = pendiente de la curva de la presión del vapor de aire saturado [mb/°C].

R_n = Radiación neta [cal/cm² día]

a = energía latente de la vaporización del agua (59.59 – 0.055 T) cal/cm² -mm ó 58 cal/cm² -mm a 29°C

$E_a = 0.263(e_a - e_d) (0.5 + 0.0062u_2)$

e_a = presión promedio del vapor del aire, $(e_{\max} - e_{\min}) / 2$ [mb]

e_d = presión del vapor del aire a la temperatura mínima del aire [mb]

u_2 = velocidad del viento a dos metros de altura [km/día]

b = constante psicrométrica = 0.66 [mb/°C]

$T = (T_{\max} - T_{\min}) / 2$ [°C]

$(e_{\max} - e_{\min})$ = diferencia entre presión máxima y mínima del vapor de aire [mb]

$T_{\max} - T_{\min}$ = diferencia entre temperatura máxima y mínima diaria [°C]

Método de Penman – Monteith

Corresponde a la modificación del método de Penman por Monteith (método Penman-Monteith). Esta formulación ha sido eficiente para calcular ET_0 en cultivos. La formulación es la siguiente:

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a c_p \left(\frac{e_s - e_a}{r_a} \right)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (2.2)$$

donde:

λET = flujo de calor latente de evaporación [$\text{kJ m}^{-2} \text{s}^{-1}$]

R_n = radiación neta en superficie [$\text{kJ m}^{-2} \text{s}^{-1}$]

G = flujo de calor del suelo [$\text{kJ m}^{-2} \text{s}^{-1}$]

ρ_a = densidad atmosférica del aire [kg m^{-3}]

c_p = calor específico del aire húmedo [$\text{kJ kg}^{-1} \text{°C}^{-1}$]

$(e_s - e_a)$ = déficit de presión de vapor [kPa]

r_s = resistencia cubierta vegetal [s m^{-1}]

r_a = resistencia aerodinámica [s m^{-1}]

Δ = pendiente de la curva de presión de vapor [kPa °C^{-1}]

γ = constante psicrométrica [kPa °C^{-1}]

λ = calor latente de vaporización [MJ kg^{-1}]

FAO Penman – Monteith

Otro método utilizado para el cálculo de la ET_0 es aquel que realiza una modificación del método de Penman y que se conoce también como “*FAO Penman – Monteith equation*”. Para llevar a cabo este procedimiento, FAO (Allen et al., 1998) buscó la colaboración de expertos e investigadores, junto a la Comisión Internacional de Riegos y Drenaje (ICID), para evaluar las metodologías utilizadas por FAO para el cálculo de los requerimientos de agua en cultivos, así como también la revisión y actualización de diversos procedimientos referentes a la ET_0 .

El panel de expertos recomendó la adopción de una combinación del método de Penman-Monteith como un método nuevo y estándar para la evaluación de referencia, así como también los procedimientos que debían utilizarse en el cálculo de los diversos parámetros del método. El método FAO (Allen et al., 1998) Penman – Monteith fue

desarrollado definiendo al cultivo de referencia como un cultivo hipotético con una altura de 0.12 m, una tensión superficial de 70 s m⁻¹ y un albedo de 0.23, lo que es claramente cercano a la evaporación de una superficie de hierba de altura uniforme en constante crecimiento y con un nivel de riego adecuado. El método proporciona valores más consistentes con los datos actuales del agua utilizada por los cultivos alrededor del mundo. La ecuación sigue el siguiente desarrollo:

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (2.3)$$

donde:

ET_0 = evapotranspiración de referencia [mm día⁻¹]

R_n = radiación neta en la superficie de cultivo [MJ m⁻² día⁻¹]

G = densidad del flujo de calor del suelo [MJ m⁻² día⁻¹]

T = temperatura media diaria del aire a 2 metros de altura [°C]

u_2 = velocidad del viento a 2 metros de altura [m s⁻¹]

e_s = presión de saturación de vapor [kPa]

e_a = presión actual de vapor [kPa]

$(e_s - e_a)$ = déficit de la presión de saturación de vapor [kPa]

Δ = pendiente de la curva de la presión de vapor [kPa °C⁻¹]

γ = constante psicrométrica [kPa°C⁻¹]

La ecuación utiliza registros climatológicos estándares de radiación solar, temperatura del aire, humedad y velocidad del viento. Para asegurar la integridad del cálculo las mediciones meteorológicas deber ser hechas o convertidas a 2 m sobre una extensión de pasto verde, que cubra totalmente la superficie y con un abastecimiento de agua suficiente.

Método de Priestley & Taylor

Un cuarto método de evapotranspiración es aquel desarrollado por Priestley & Taylor (1972), el cual postula que, en ausencia de advección, la ET_0 está directamente relacionada con la evaporación de equilibrio (ET_q), la cual se define como la tasa mínima de evaporación de una superficie húmeda y depende solo de la temperatura y la energía

disponible (Slatyer y Mc Ilroy, 1961). La formulación utiliza como datos de entrada el día del calendario; año, precipitación (mm), temperatura media (°C), humedad relativa del aire (%) y radiación neta (Watt/m²). La formulación es la siguiente:

$$ET_0 = \frac{I}{\gamma} \frac{s(R_n - G)}{s + \gamma} a \quad (2.4)$$

donde

I = calor latente de vaporización [MJ kg⁻¹].

R_n = radiación neta [MJ m⁻² d⁻¹]

G = flujo de calor del suelo [MJ m⁻² d⁻¹]

s = pendiente de la curva de la presión de vapor saturado a la temperatura promedio del aire del termómetro húmedo [kPa°C⁻¹]

γ = constante psicrométrica [kPa°C⁻¹]

a = coeficiente de Priestley – Taylor. Parte de la fracción de la superficie disponible a evaporarse. Sin unidad [valor medio de 1.26]

El estudio presentado en esta tesis fue llevado a cabo utilizando la formulación propuesta por Priestley & Taylor que es parte del algoritmo de cálculo del modelo *HEC-HMS*. Se utilizó esta formulación debido a la disponibilidad de datos de entrada.

2.3 Hidrología de cuencas

El ciclo hidrológico es un proceso continuo que ocurre a distintas escalas. Sin embargo, es posible que el fenómeno hidrológico nunca llegue a ser entendido en su totalidad y en detalle. Por esta razón, puede ser representado de manera simplificada a través de un sistema conceptual, que corresponde a un grupo de partes interconectadas que representan un todo. De acuerdo a Chow et al., (1988), el ciclo puede ser tratado como un sistema cuyos componentes son la precipitación, la evapotranspiración y la escorrentía, junto con otras fases del ciclo hidrológico. Estos componentes pueden ser agrupados como subsistemas del ciclo general. Estos subsistemas pueden ser analizados separadamente y combinar sus resultados en función de las interacciones

entre cada uno de los subsistemas. De esta manera el ciclo hidrológico puede ser representado como un sistema hídrico, como puede ser una cuenca hidrológica.

El sistema hidrológico es una estructura o volumen en el espacio (limitado por un contorno), que recibe agua y otras entradas (*inputs*) que son manejadas internamente para después ser transformadas en salidas del sistema. La estructura (para el flujo superficial o subsuperficial) o volumen en espacio (para el flujo atmosférico húmedo) es la totalidad de las trayectorias que puede seguir el flujo través de las cuales el agua puede pasar como caudal desde el punto de entrada del sistema hasta el punto de salida. El contorno es una superficie continua definida en tres dimensiones que encierra el volumen o estructura. Un elemento de trabajo entra en el sistema como valor de entrada (*input*), interactúa con la estructura y el medio, para luego convertirse en un valor de salida. Procesos biológicos, físicos y químicos operan en el valor de entrada dentro del sistema. Los valores de entrada más comunes involucrados en el análisis hidrológico son el agua, el aire y la energía térmica (Mays, 2012).

El ciclo hidrológico puede ser representado como un sistema conteniendo tres subsistemas: el agua atmosférica, el agua superficial y el agua subsuperficial. El sistema atmosférico incluye la precipitación, evaporación, interceptación y los procesos de transpiración. Estos procesos están interconectados al sistema superficial el cual incluye el flujo superficial, la escorrentía hacia los ríos y los procesos oceánicos. El sistema superficial está conectado al mismo tiempo con los procesos de infiltración, la recarga subterránea, el flujo subsuperficial y los procesos del agua subterránea. Los procesos de lluvia-escorrentía generado por una tormenta pueden ser representados como un sistema hidrológico. Las entradas son la precipitación distribuida en el tiempo y espacio sobre la cuenca, y el valor de salida es el caudal en el punto de desagüe (punto de salida) de la cuenca (Mays, 2012).

El término “cuenca hidrológica” se puede definir como un área topográfica que colecta agua para posteriormente descargar el caudal superficial a través de una única salida o desagüe. La línea divisora de la cuenca es aquella que divide el terreno cuyos flujos drenan hacia un cauce desde zonas de drenajes alejadas de éste (Mays, 2012). El tamaño de las cuencas puede ir desde una pequeña parcela hasta cuencas con tamaños de miles de kilómetros cuadrados (la cuenca del Amazonas abarca más de 6 millones de km² de superficie). La divisoria de aguas puede ser fácilmente establecida usando información topográfica y mapas de pendientes que permitan determinar las líneas de drenaje, cursos de agua y salidas de cauces, junto con la dirección en la cual fluye el agua. En la cuenca el agua fluye sobre la superficie y cauces principales, así

como también como agua subterránea. La convergencia del agua forma progresivamente ríos que fluyen aguas abajo de la cuenca. Los tiempos de tránsito entre el agua superficial y subterránea varían considerablemente.

La respuesta inmediata de la cuenca hacia un fenómeno de precipitación está determinada por su escorrentía superficial, mientras que la respuesta diferida está determinada por el aporte subterráneo (flujo base). La salida del agua desde el sistema puede tomar días e incluso meses. Ambos componentes permiten evaluar la cuenca en su conjunto y así determinar su balance hídrico. La hidrología de cuencas es la rama de la hidrología que tiene que ver con la integración de los procesos hidrológicos a nivel de cuenca de manera de poder determinar la respuesta hidrológica de ésta (Singh y Woolhiser, 2002).

Debido a que el agua se mueve naturalmente aguas abajo en una cuenca hidrológica, cualquier actividad que ocurra dentro de la cuenca (alteraciones físicas del suelo, cambios de uso de suelo, contaminantes, etc.) puede cambiar directamente el estado de los recursos.

La conexión física entre los diferentes cauces y ríos, además del agua subterránea y su conexión con los diferentes acuíferos, implica que el sistema es altamente complejo (figura 2.5). Esto conlleva una tarea de manejo aún más complicada de lo que se cree normalmente. Si a esto se le suma la incertidumbre del clima y su irregularidad, se puede mencionar que se está frente a un sistema dinámico en el cual cualquier medida de manejo debe tener como base el conocimiento adecuado de cada uno de sus componentes. La experiencia de los procesos históricos, observaciones y estudios, más la utilización de nuevas tecnologías y proyecciones, son un punto de partida para evaluar el estado del ciclo hidrológico a través del tiempo.

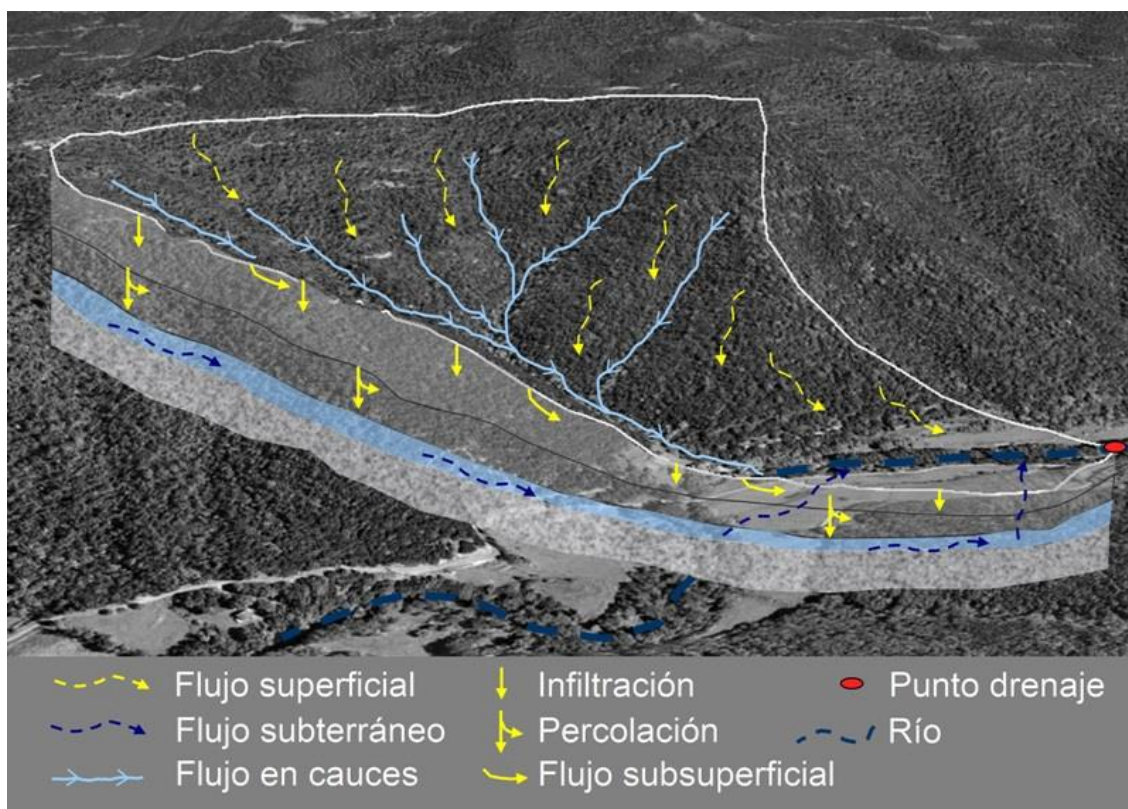


Figura 2.5. Representación de una cuenca y el movimiento del agua.

Aun cuando la fuerza principal que gobierna del ciclo es el clima, situaciones a nivel local pueden estar altamente influenciadas por actuaciones antrópicas. Por ejemplo, en zonas de montañas con alta actividad forestal (industria de la madera) los procesos de cosecha forestal pueden causar pérdidas de suelo y fuerte erosión, provocando embancamientos de ríos y esteros, aumentando la suspensión de sólidos en el agua. Esto puede dificultar las tareas de potabilización si dicha cuenca es parte de una red natural hídrica de abastecimiento. El aumento de la temperatura en invierno en zonas montañosas también puede generar problemas. Por ejemplo, lluvias torrenciales en sectores montañosos, en el cual aumentos en la cota de nieve ha causado deshielos imprevistos pueden causar graves daños a nivel local por efecto de riadas.

Adicionalmente se puede mencionar el efecto producido por las urbanizaciones. En ellas los índices de infiltración han sido forzados prácticamente a cero, generando así grandes cantidades de escorrentía superficial, provocando en algunos casos inundaciones y pérdidas materiales en infraestructura. Esto ha llevado a mejorar cada vez más los sistemas de alcantarillado y el estudio de la red, a fin de prevenir inundaciones y así evitar accidentes o pérdidas materiales. Ello representa un ejemplo

de la alteración del sistema hidrológico, que ha debido ser compensado a través de obras hidráulicas (alcantarillado, rejillas de infiltración, depósitos de retención, bombeos, etc.). Por ende, el estudio y manejo de la cuenca hidrológica (ciclo hidrológico) debe ser estudiado en su conjunto, dependiendo de la escala de trabajo.

2.3.1 Generación de la escorrentía en una cuenca

El proceso de generación de escorrentía en una cuenca tiene como punto de partida la precipitación. Cuando se produce un evento de lluvia en un área determinada, parte de esa precipitación es devuelta a la atmósfera como evapotranspiración. Lo que resta de esa precipitación finalmente alcanza la superficie (suelo) y puede ser infiltrada, pasar a ser parte de la recarga del suelo o bien generar escorrentía directa sobre la superficie. La escorrentía se puede dividir en escorrentía superficial y subterránea (figura 2.6).

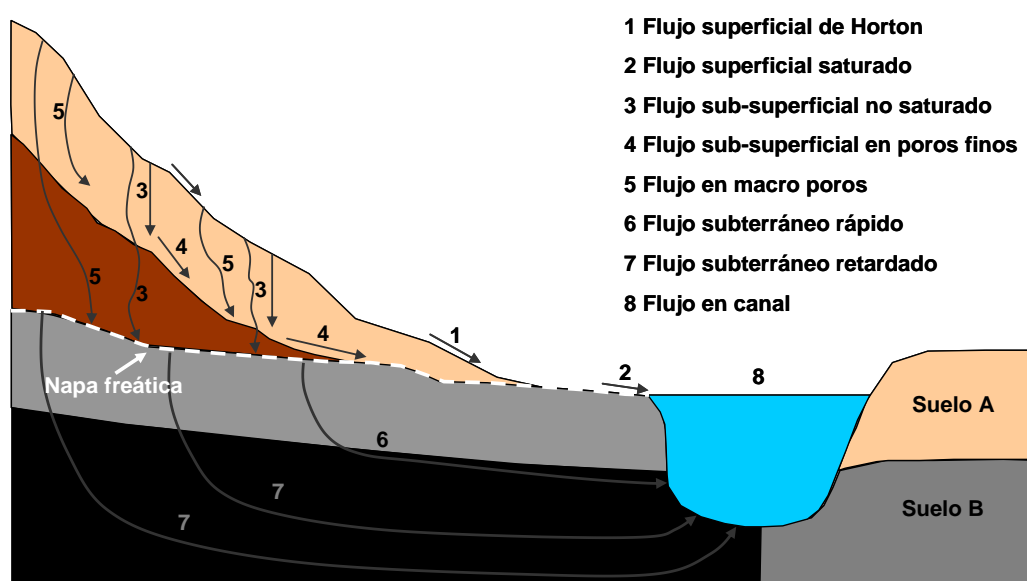


Figura 2.6. Presentación del movimiento del agua en el suelo en una sección transversal de una ladera (Fuente: Rientjes, 2004).

La escorrentía superficial incluye el flujo de agua que se produce sobre la superficie, en los cauces principales y los ríos. Se define principalmente como el flujo de agua superficial que está definido por las diferentes pendientes de la cuenca. Este término también se conoce como flujo superficial de Horton o flujo superficial de saturación de Dunne. El flujo superficial de Horton se genera cuando la intensidad de lluvia es superior

a la capacidad de infiltración del suelo o por mecanismo de saturación, en el cual el suelo se satura mediante la subida del agua subterránea hacia la superficie, o bien la percolación lateral o vertical sobre un horizonte impermeable (Dunne, 1982). La generación de este flujo en superficie formará pequeños afluentes dependiendo de la pendiente de la cuenca. La suma de afluentes permitirá la formación de cauces que convergerán en el cauce principal de la cuenca.

La escorrentía subterránea incluye el flujo no saturado bajo la superficie, el flujo retenido en el suelo, en los macro poros del suelo y el agua subterránea. El flujo subterráneo se produce a partir del agua que se descarga desde la superficie hacia la zona subterránea. El flujo subterráneo de la zona no saturada se mueve mayoritariamente de manera vertical, mientras que el flujo de la zona saturada se mueve de forma lateral. El flujo de la zona de retención (poros finos) se genera cuando la capa de suelo más superficial tiene más conductividad hidráulica que la capa de más abajo. El movimiento del agua en los macroporos ocurre cuando la capa contiene espacios vacíos, conductos naturales, roturas, etc. El flujo aquí generado contribuye rápidamente al flujo de agua subterránea. El flujo de agua subterránea ocurre en la zona saturada, la cual se alimenta de la percolación del agua infiltrada o bien de zonas adyacentes. El agua subterránea es un activo contribuyente de los canales subterráneos. Esta se mueve tan rápido como el agua subterránea que fluye en la parte más arriba de la zona no saturada, y tan lenta, como la que fluye en la parte más baja de la zona no saturada (Quan, 2006).

2.3.2 Procesos de infiltración y percolación en el perfil del suelo

La infiltración corresponde al proceso de penetración del agua en el perfil del suelo. La tasa de infiltración está condicionada por la superficie del suelo, la cubierta vegetal y las propiedades del suelo que incluyen la porosidad, la conductividad hidráulica y el contenido de humedad. La infiltración se produce en el perfil del suelo llegando a formar parte de la zona de almacenamiento, el flujo subsuperficial (zona no saturada) y el flujo subterráneo (zona saturada). El flujo en la zona no saturada se refiere al que se produce a través de los poros medios con algunos de los espacios ocupados por aire. El flujo en la zona saturada ocurre cuando los espacios del suelo están ocupados por agua (figura 2.7). El nivel freático corresponde a la interface entre el flujo saturado y no saturado, donde la presión atmosférica prevalece. El flujo saturado ocurre bajo el nivel freático y el flujo no saturado sobre el nivel freático (Mays, 2012). La percolación se conoce como

el movimiento del agua en forma descendente por la acción conjunta de las fuerzas capilares y la gravedad.

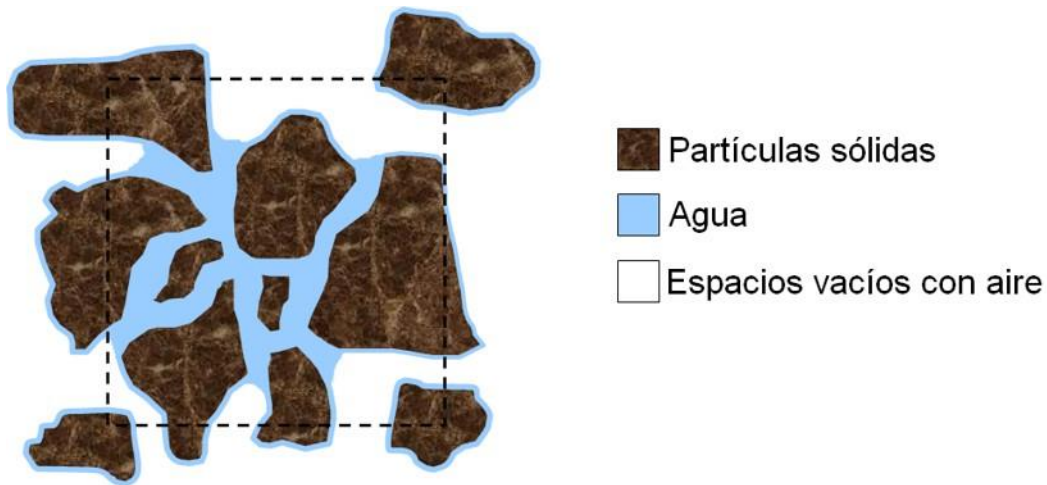


Figura 2.7. Sección transversal de poros medios no saturados (Fuente: Chow, 1988).

La distribución de la humedad del suelo dentro del perfil de éste durante los movimientos descendentes del agua se observa en la figura 2.8. Existen cuatro zonas de humedad: la zona saturada cerca de la superficie, la zona de transmisión del flujo no saturado y un contenido de humedad uniforme, una zona húmeda en la cual la humedad decrece con la profundidad y un frente húmedo donde el cambio del contenido de humedad con la profundidad es tan alto, que tiene la apariencia de una discontinuidad aguda entre un suelo húmedo superior y el suelo seco inferior. Dependiendo de la cantidad de infiltración y las propiedades físicas del suelo, el frente húmedo puede penetrar desde unos pocos centímetros hasta varios metros dentro del suelo (Hillel, 1980).

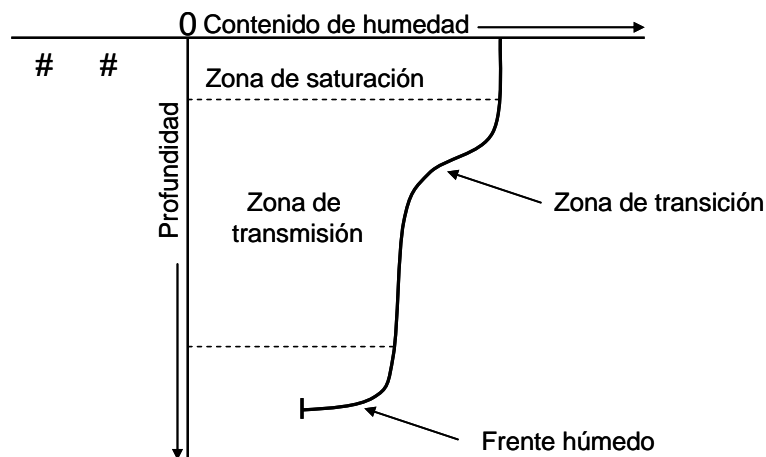


Figura 2.8. Zona húmeda durante la infiltración. (Fuente: Chow, 1988).

La capacidad de infiltración f que es expresada en milímetros por hora es la tasa de velocidad con que entra el agua en el perfil del suelo desde la superficie. Si el agua se acumula en pozas en la superficie del suelo, la infiltración se produce como una tasa potencial de infiltración. Si la tasa de producción de agua en la superficie del suelo, por ejemplo, producida por la precipitación, es menor que la tasa de infiltración potencial, entonces la tasa real de infiltración será menor que la tasa potencial. La mayoría de las ecuaciones de infiltración describen la tasa potencial de infiltración. La infiltración acumulada F es la profundidad acumulada del agua infiltrada durante un período dado y es igual a la integral de la tasa de infiltración para ese mismo período. Se expresa de la siguiente manera (Chow et al., 1988):

$$F(t) = \int_0^t f(\tau) d\tau \quad (2.5)$$

La variable τ es una variable auxiliar indicadora del tiempo de integración. Contrariamente, la tasa de infiltración es la derivada en el tiempo de la infiltración acumulada.

$$f(t) = \frac{dF(t)}{dt} \quad (2.6)$$

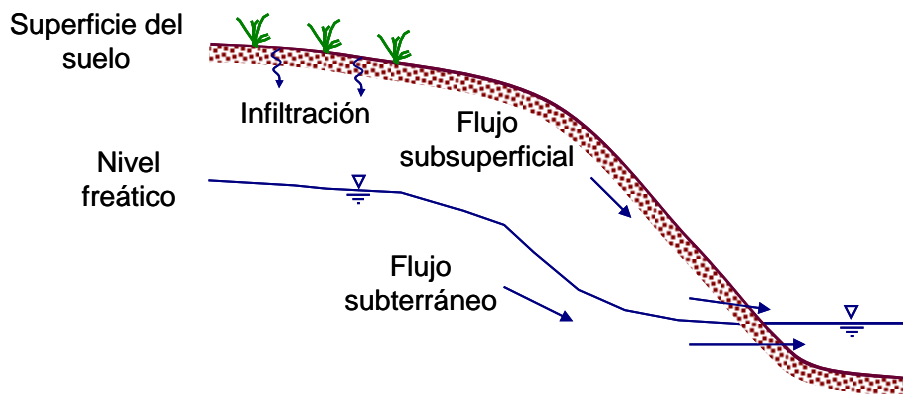


Figura 2.9. Procesos y zonas de agua subsuperficial (Fuente: Chow, 1988).

La máxima tasa de infiltración para un tipo de suelo dado puede ser aproximada a través de la tasa de conductividad hidráulica de dicho suelo. Esto permite obtener valores de

referencia de acuerdo al tipo de suelo. Este método facilita la obtención de valores que pueden tener un alto rango de variabilidad. Por ejemplo, la conductividad hidráulica de la arena arcillosa puede ir desde 0.25 hasta 228.6 mm/h (Freeze y Cherry, 1979). La tasa de infiltración al inicio de la penetración del agua en el suelo decrece a un valor constante con el tiempo, en la medida que el medio se satura. Esto es lo que se conoce como conductividad hidráulica saturada.

La conductividad hidráulica depende en gran medida de la estructura del suelo y las propiedades principales que influyen en ésta son las siguientes:

- Tamaño de partículas
- Gradación del suelo
- Índice de huecos del suelo
- Textura y rugosidad de las partículas
- Temperatura
- Viscosidad del fluido

A continuación, la tabla 2.1 presenta una tabla de conductividad hidráulica del suelo y porosidad, propuesta por Freeze y Cherry (1979).

Tabla 2.1. Conductividad hidráulica y porosidad de poros medios no consolidados.

Material	Conductividad hidráulica K (cm/s)	Porosidad * η (%)
Grava (<i>Gravel</i>)	$10^{-1} - 10^2$	25 – 40
Arena (<i>Sand</i>)	$10^{-5} - 1$	25 – 50
Limo (<i>Silt</i>)	$10^{-7} - 10^{-3}$	35 – 50
Arcilla (<i>Clay</i>)	$10^{-9} - 10^{-5}$	40 – 70

* tasa de volumen de huecos en relación al volumen total

La porosidad es un valor adimensional y puede ser representado como fracción o en porcentaje. En la tabla 2.1 se presentan rangos de porosidad para distintos materiales geológicos. En general, la porosidad se mueve en un rango que va de un 20 a un 70%. Materiales con una textura granulométrica gruesa, como la grava y la arena, tienden a tener una porosidad total más baja que suelos con texturas finas como las arcillas y los

limos. La porosidad total no es constante ya que el suelo, particularmente los suelos arcillosos, se hinchan, se contraen, se compactan y se rompen (Yu et al., 2015).

2.4 Modelización hidrológica

La necesidad de estimar los recursos hídricos a medio y largo plazo ha motivado el desarrollo de herramientas hidrológicas para su evaluación. Los proyectos que incluyen el manejo hidrológico, inevitablemente incluyen aspectos económicos, ambientales y sociales. La utilización de modelos hidrológicos a través de herramientas computacionales, ayuda a identificar planes, diseños y políticas que maximizan impactos deseados y minimizan los no deseados. Del mismo modo, las proyecciones para los distintos cambios en el ciclo hídrico pueden ser evaluadas a través de estos modelos. Así mismo sería posible afirmar que cualquier tipo de planificación y manejo hidrológico conlleva en alguno de sus procesos la utilización de modelos hidrológicos. Tales problemas pueden ser aquellos relacionados con inundaciones, manejo de embalses, manejo de acuíferos, manejo de ecosistemas acuáticos, distribución, entre otros.

La modelización de los recursos hídricos y la hidrología involucra la simulación de sistemas que están compuestos de muchos elementos (sistema hidrológico) y componentes relacionados entre sí, que normalmente están pobremente caracterizados debido a que, en la mayoría de los casos, el sistema hidrológico está definido por variables estocásticas como la precipitación y la temperatura. Adicionalmente considera eventos, procesos y parámetros con un alto grado de incertidumbre. Por esta razón el reto de evaluar los recursos hídricos radica en encontrar un sistema que involucre todo el conocimiento posible en torno a modelizadores y planificadores. Este conocimiento puede ser traducido a través de un modelo hidrológico que puede ser utilizado para simular y predecir valores que permitan definir métodos de adaptabilidad ante cambios en el sistema hidrológico.

Hoy en día los modelos disponibles permiten simular la escorrentía en cuencas cuando se produce un evento de precipitación. Los modelos son capaces de predecir interacciones entre el agua subterránea, cuerpos de agua, así como también flujos superficiales (ríos y canales). Estos modelos de circulación pueden basarse en relaciones simples de balance de masas, relaciones de advección-dispersión o de

equilibrio de fuerzas actuantes. Pueden incluir componentes ecológicos de sistemas acuáticos. Los modelos pueden ser utilizados para estudiar embalses, para predecir inundaciones, erosión, rotura de presas o simplemente para realizar planes de restauración de ecosistemas. Dependiendo del uso, pueden ser utilizados para operaciones en tiempo real y manejo de sistemas hidrológicos, así como también, para la evaluación de la disponibilidad de los recursos hídricos tomando como punto de partida las distintas proyecciones de cambio climático

El uso de modelos hidrológicos puede asociarse a la utilización de predicciones meteorológicas a medio y largo plazo. El desarrollo de herramientas de proyección, como pueden ser los Modelos de Circulación General del clima (GCM), ha permitido evaluar los cambios en el sistema hidrológico a partir de las proyecciones futuras hechas por los GCM.

2.4.1 Clasificación de los modelos hidrológicos

La complejidad de los procesos hidrológicos dentro de una cuenca es alta. La interrelación entre procesos, la escala de tiempo y espacio, y la complejidad del sistema hace difícil la tarea de replicarlos a través de herramientas de cálculo. Aun cuando es casi imposible reproducir o detallar totalmente el ciclo a través de estas herramientas, su desarrollo y aplicación permite evaluar homogeneizando procesos, lo que permite obtener buenos resultados que pueden ser contrastados a través de datos de campo. Beven (2012) se plantea la acertada pregunta de por qué modelar los procesos de lluvia-escurrentía en la hidrología, y la pregunta resulta válida desde el momento en que el modelador se da cuenta que existe una limitación real con respecto a las técnicas de medición hidrológica, es decir, siempre existe una carencia de conocimiento en función de los datos. Beven (2012) menciona que es imposible medir toda la información deseable del sistema hidrológico, teniendo solo a disposición información limitada por las técnicas de medición y un rango limitado de datos de entrada en tiempo y espacio. De esta manera es necesario contar con técnicas de extrapolación e interpolación fiables a partir de los datos disponibles, para evaluar la hidrología de cuencas (particularmente cuencas no aforadas) y poder evaluar el impacto futuro de cambios hidrológicos (proyecciones futuras). Diferentes tipos de modelos proveen de técnicas adecuadas de extrapolación o predicción que son de alta utilidad para la toma de decisiones en el área de la hidrología.

Existe un elevado número de modelos y métodos en la actualidad que permiten simular la cantidad de caudal generado en una cuenca una vez que se produce un evento de precipitación. Estos modelos son modelos de pérdidas y de transformación lluvia - caudal que han sido clasificados de acuerdo a su metodología de cálculo y características. De acuerdo a la clasificación propuesta por Chow (1988), los modelos hidrológicos pueden ser divididos en dos categorías: los “modelos físicos” y los “modelos abstractos”. Los modelos físicos (determinísticos) incluyen modelos a escala que son capaces de reproducir la realidad a escala reducida, como podría ser la representación de un aliviadero, así como también modelos análogos que utilizan un sistema físico con propiedades similares a las originales (figura 2.10).

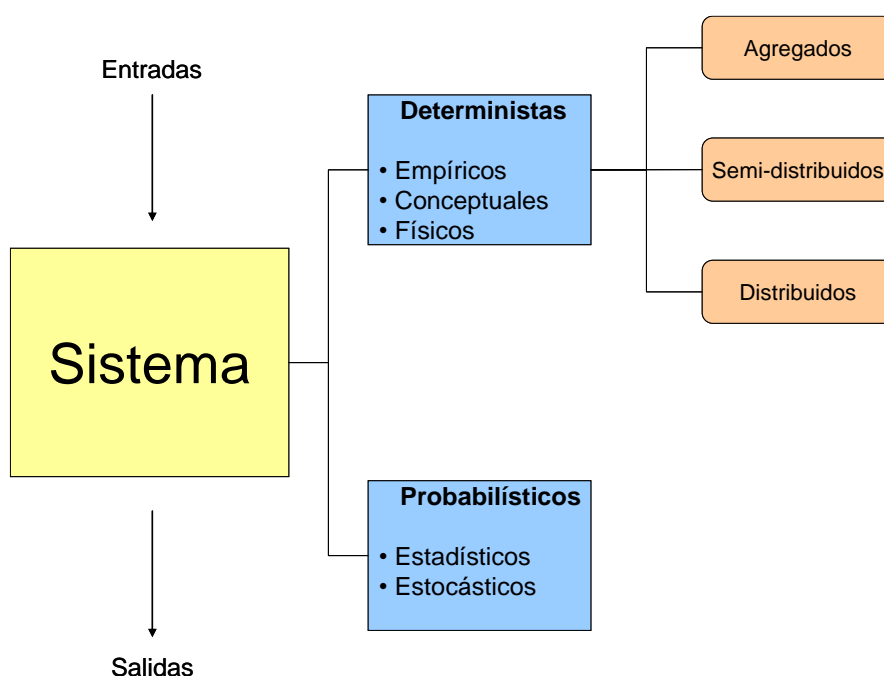


Figura 2.10. Tipos de modelos hidrológicos y su clasificación (Fuente: Chow, 1988).

2.4.1.1 Modelos probabilísticos

Los modelos abstractos (probabilísticos) representan el sistema de una forma matemática. El sistema es descrito por una colección de ecuaciones que relaciona las variables de entrada y salida. Estas variables pueden estar en función del tiempo y el espacio, pudiendo ser probabilísticas o aleatorias, pero sin ningún valor fijo en cualquier punto del tiempo y el espacio. Sin embargo, éstas pueden ser descritas por una

probabilidad de distribución. Por ejemplo, la lluvia de mañana no puede ser predicha exactamente para un punto en particular, sin embargo, se puede estimar la probabilidad de ocurrencia de la lluvia para dicho punto. Debido a lo anterior, el desarrollo de modelos que consideran variables aleatorias que dependen del espacio y el tiempo resulta una tarea complicada. Como consecuencia de lo anterior y a modo de simplificar la tarea, muchas veces es necesario simplificar el modelo ignorando algunas fuentes de variación. Los modelos pueden ser clasificados en función de la manera en que se lleva a cabo esta simplificación (Chow et al., 1988).

Los modelos probabilísticos consideran las leyes del azar o probabilidad y pueden ser de dos tipos: estadísticos y estocásticos. Los modelos estadísticos trabajan con ejemplos observados, mientras que los estocásticos lo hacen con la estructura del azar observada en series hidrológicas temporales (Ponce, 1989; Dávila, 2011). Los modelos estocásticos tienen valores de salida que son parcialmente aleatorios. Aun cuando todos los fenómenos hidrológicos incluyen algún tipo de aleatoriedad, la variabilidad de los valores de salida puede ser considerablemente pequeña en comparación con la variabilidad de los factores conocidos

2.4.1.2 Modelos deterministas

Los modelos deterministas no consideran la aleatoriedad, es decir, un valor de entrada siempre produce el mismo valor de salida. En caso de que la variación aleatoria sea grande, la utilización de modelos estocásticos puede ser más aconsejable, ya que el valor de salida actual puede ser bastante diferente al valor único que un modelo determinístico puede producir (Chow et al., 1988).

En términos espaciales (cuenca) los modelos pueden clasificarse en distribuidos (*Distributed Models*), semi-distribuidos (*Semidistributed Models*) y agregados (*Lumped Models*). Los modelos distribuidos dividen la cuenca en celdas de tamaños variables (a veces de pocos cientos de metros o menos) que contienen la información y características físicas de ésta. Consideran que los procesos hidrológicos suceden en varios puntos espacialmente y definen las variables del modelo como función de las dimensiones espaciales. Por el contrario, en los modelos agregados, no se considera la distribución espacial de las características de la cuenca. Esta se describe por valores medios que definen sus características principales (valores medios espacialmente). Por ejemplo, muchos modelos para procesos de lluvia-escorrentía consideran la

precipitación como uniforme en toda la cuenca e ignoran la variación espacial interna del flujo de ésta. Los modelos semi-distribuidos están entre los dos tipos de aproximaciones mencionadas anteriormente, en el cual la cuenca es dividida en unidades más pequeñas (subcuencas) pero con una resolución menos alta que en los modelos distribuidos (Chow et al., 1988).

La investigación en modelos hidrológicos espacialmente distribuidos sobre grandes regiones se basa en la investigación hidrológica de procesos (Venneker y Bruijnzeel, 1997). De esta manera, se construyen modelos hidrológicos de macro escala, los cuales pueden ser ejecutados en forma repetida sobre grandes áreas geográficas (Arnell, 1999). Los modelos hidrológicos espacialmente distribuidos se han utilizado para evaluar las condiciones hidrológicas (escorrentía, infiltración, recarga de acuíferos); el estado de la vegetación (densidad, calidad), y el cambio climático en amplias regiones geográficas. De hecho, los modelos distribuidos pueden aplicarse a cualquier clase de problema hidrológico, incluidas las predicciones en cuencas no instrumentadas (Refsgaard, 1996)

El número de variables y parámetros de un modelo hidrológico espacialmente distribuido es mucho mayor que el número que incluye un modelo agregado para la misma área. Esto genera dificultades en la parametrización, calibración y validación del modelo distribuido. Una de las mayores críticas a estos modelos es la modificación de un gran número de parámetros durante la fase de calibración (Beven, 2012).

En cuencas no instrumentadas la validación de modelos hidrológicos espacialmente distribuidos ofrece uno de los mayores retos en la modelación de procesos. Dentro de este reto algunas de las preguntas que se pueden formular son: ¿qué tipo de mediciones se deben realizar en la cuenca para evaluar la capacidad predictiva de un modelo, por ejemplo, de precipitación – escorrentía? De éstas, ¿cuál tiene una mayor capacidad de discretización en la evaluación del modelo? La respuesta a éstas y otras preguntas debe relacionarse, entre otros aspectos, con el propósito de la evaluación y la utilización de las predicciones del modelo (Mendoza et al., 2002).

2.4.2 Representación conceptual de un modelo hidrológico

La complejidad del sistema hidrológico puede ser representada de manera simplificada y de manera conceptual. El sistema hídrico (cuenca) puede ser representado a través del

modelo de pérdidas, también conocido como modelo continuo de humedad del suelo (*Soil Moisture Accounting method*). Este concepto se define como un conjunto de partes interconectadas que representan un todo. Este sistema tiene como componentes la precipitación, la interceptación, la evapotranspiración, escorrentía y movimientos del flujo dentro del sistema. Chow (1988), propone que los componentes del sistema pueden ser agrupados en subsistemas del ciclo total. Con el fin de analizar el ciclo en su conjunto los subsistemas más simples pueden ser analizados separadamente y los resultados, combinados de acuerdo a las interacciones entre los mismos subsistemas.

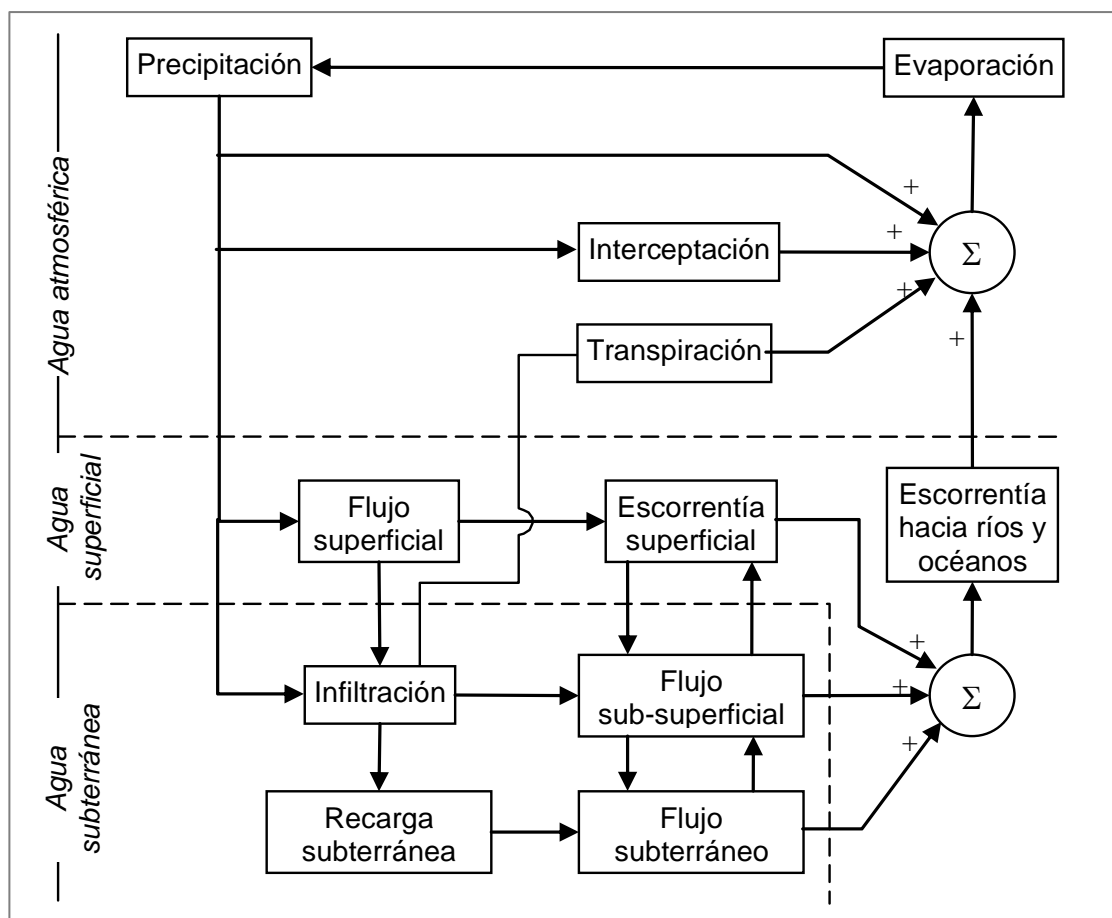


Figura 2.11. Representación esquemática de un sistema hidrológico global a través de volúmenes de y subsistemas independientes (Fuente: Chow, 1988).

En la figura 2.11 se representa al ciclo hidrológico como un sistema. La línea discontinua divide el sistema en tres subsistemas: el agua atmosférica, donde se producen todos los procesos como la precipitación, evapotranspiración e interceptación. El siguiente subsistema representa el agua superficial donde se producen los procesos de flujo

superficial, y escorrentía directa hacia cauces principales. Finalmente, el último subsistema representa los procesos que se producen en el interior del suelo, como los procesos de flujo subsuperficial, infiltración, percolación, recarga y flujos subterráneos (Chow et al, 1988).

En términos prácticos, normalmente solo una parte de los procesos del ciclo hidrológico son considerados para un periodo de tiempo y en una porción pequeña de la superficie terrestre. De esta manera es necesaria una definición más restrictiva del ciclo hidrológico, a través del concepto del volumen de control. El volumen de control provee la estructura que permite la aplicación de las leyes de la conservación de la masa y energía, así como de equilibrio de fuerzas, para obtener ecuaciones del movimiento (Chow et al, 1988).

El procedimiento de desarrollar ecuaciones y modelos para el fenómeno hidrológico es similar a aquel utilizado en la mecánica de fluidos. Sin embargo, en hidrología hay un grado menor de aproximación al aplicar las leyes físicas, ya que los sistemas son más grandes y complejos. Adicionalmente la mayoría de los sistemas hidrológicos son inherentemente aleatorios ya que su valor de entrada principal es la precipitación (altamente variable en el tiempo y en el espacio y difícil de predecir).

Un sistema hidrológico se define como una estructura o volumen en el espacio, rodeada por un contorno que acepta agua y otras entradas, que opera dichos datos de manera interna y los produce como datos de salida del sistema. La estructura (para el flujo superficial y subsuperficial) o volumen en el espacio (flujo atmosférico húmedo) es la totalidad del camino por el cual el agua atraviesa desde el punto de entrada del sistema hasta el punto de salida de éste. El contorno es la superficie continua, definida en tres dimensiones que encierra el volumen o estructura. De este modo el agua que entra al sistema, interactúa con la estructura y deja el sistema como un dato de salida (Chow et al, 1988).

Si la superficie y el suelo de una cuenca es analizada en detalle, se observará que el número de caminos y direcciones que puede tomar el agua es altamente elevado. A través de cada una de estas direcciones, la pendiente, la forma y el contorno rugoso pueden estar cambiando continuamente de un lugar a otro y estos factores pueden variar en el tiempo en la medida que el suelo se humedece. Adicionalmente la precipitación varía aleatoriamente en tiempo y espacio. Debido a estas complicaciones y complejidad, no es posible explicar en su totalidad el sistema hídrico a través de leyes físicas exactas. A través del uso del sistema conceptual el esfuerzo se dirige a la

construcción de modelos que relacionan datos de entrada con datos de salida, en vez de la tarea altamente difícil de la representación exacta de los detalles del sistema. Sin embargo, el conocimiento del sistema físico facilita el desarrollo de un buen modelo y la verificación de su precisión (Chow et al., 1988).

2.5 Modelos hidrológicos de común utilización para la evaluación de recursos

Dentro de los códigos y softwares hidrológicos existe una amplia gama que permite la construcción de modelos hidrológicos con mayor o menor detalle. El desarrollo de estos modelos se remonta a los años 60, en donde inicialmente se consideraban principalmente modelos agrupados de base física. Posterior a esto aparecieron una serie de modelos del tipo físicamente distribuido que permitieron al usuario realizar simulaciones en las cuales las características físicas de la cuenca pudieran ser ingresadas para el cálculo de la escurrimiento. El rápido desarrollo de la informática permitió un mejoramiento significativo en los tiempos de computación y adicionalmente el desarrollo de softwares hidroinformáticos permitió cada vez más realizar simulaciones en los cuales la caracterización física del sistema podría ser más detallada. A continuación, se señalan algunos softwares y modelos más característicos de esta evolución.

2.5.1 Modelo Sacramento

El modelo Sacramento (SAC-SMA) es un modelo de simulación continua, desarrollado por el *National Weather Service (NWS)*, y el Departamento de Recursos Hídricos del Estado de California. Su versión original se llamó, Sistema de Simulación de Corriente de Flujo Generalizada (1973). Una versión apenas modificada del modelo fue incorporada en el Sistema de Proyectos de Río del Servicio Meteorológico Nacional en 1976. La descripción detallada del modelo puede ser consultada en Burnash et al., (1973) y Burnash (1995).

El modelo surge de la necesidad de simular la escurrimiento y el caudal continuo con una mayor consideración de los procesos asociados a las características de la humedad del suelo, que son directamente responsables de la producción de caudal. El modelo

representa un intento de parametrizar las características de la humedad del suelo de una manera que busca:

- distribuir de manera lógica la humedad de suelo en función de la profundidad y los estados de energía del suelo
- definir características racionales de percolación
- y permitir una simulación efectiva del caudal

El modelo funciona simulando de forma continua los procesos de secado y mojado en el suelo y la producción de escorrentía superficial y subsuperficial que alimentan el cauce principal y corresponde a un modelo conceptual que representa los perfiles activos del suelo como un sistema de dos capas, cada una con una zona de tensión¹ del agua y una o más componentes libres de agua o reservorios. En la capa superior, la precipitación alcanza el almacenamiento de la zona de tensión del agua, donde el agua es almacenada y solo puede ser removida mediante la evaporación. Una vez que la zona de tensión superior se satura, el exceso de precipitación alcanza la zona superior de abastecimiento de agua libre. En esta zona el agua es capaz de percolar hacia capas más profundas o bien moverse lateralmente como flujo interno. La precipitación en exceso que ha alcanzado la zona de tensión de la capa superior y la zona libre de agua, se considera escorrentía superficial y entra rápidamente a los cauces principales de la cuenca. De la misma forma que ocurre en la capa superior del suelo, también existe una zona de tensión en las capas inferiores. Una vez ocurrida la percolación, el agua satura esta zona y se mueve hacia dos zonas libres de almacenamiento. El flujo proveniente de estas dos zonas de almacenamiento forma el flujo base a corto y largo plazo. Para cada paso de tiempo, el flujo y los excesos producidos en las diferentes zonas de almacenamiento son sumados para formar el volumen total generado (Smith et al., 2000).

El modelo usa la precipitación media, la evapotranspiración potencial y la temperatura del aire como dato de entrada para calcular el caudal. Su aplicación es ideal en cuencas entre 260 - 2600 km². Puede realizar un simulado continuo a escala horaria (6 h) y diaria (24 h). A continuación, se presenta una descripción esquemática del funcionamiento del modelo (figura 2.12).

¹ La tensión es una medida que determina la fuerza con la que las partículas del suelo retienen las moléculas de agua: mayor retención de humedad, más alta es la tensión.

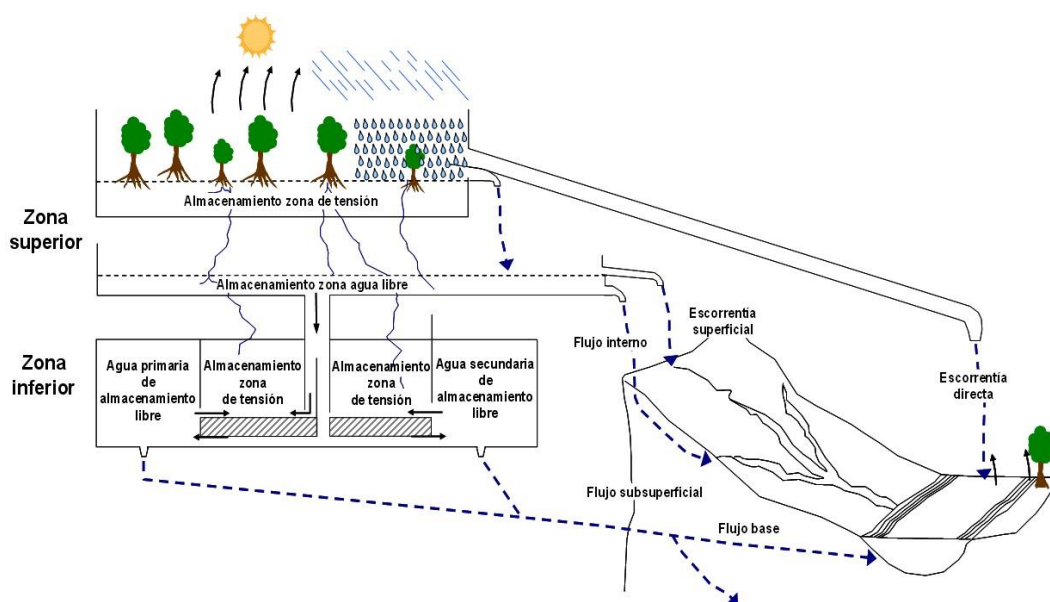


Figura 2.12. Conceptualización de los procesos de lluvia-escorrentía en el modelo de Sacramento
(Fuente: Burnash, 1973).

El modelo requiere la estimación de un conjunto de parámetros (16) para su calibración. Estos describen las capacidades del suelo para retener agua en distintas zonas de almacenamiento, los flujos de salida de las zonas de almacenamiento, las características del intercambio entre la zona superior e inferior y la naturaleza de los cambios en la zona impermeable. Estos parámetros se estiman a través de la calibración, que a su vez se basa en datos históricos registrados de precipitación, temperatura y caudal. Los 16 parámetros de ajuste están divididos en cuatro grupos de datos que describen diferentes procesos dentro del modelo. El primer grupo corresponde a parámetros que describen umbrales de capacidad dentro del modelo y su unidad está definida en milímetros. El segundo grupo de datos corresponde a parámetros de recesión con unidades en días⁻¹. Los últimos dos grupos de parámetros son adimensionales y describen la percolación, junto a parámetros de optimización (Vrugt et al., 2006).

2.5.2 Modelo de cuenca Stanford (*Stanford Watershed Model*)

El modelo de cuenca Stanford IV (*SWM*) fue desarrollado en la Universidad de Stanford a principio de los sesenta. Es un proceso continuo, conceptual; un modelo de parámetro global para sintetizar corrientes de flujo por hora o diariamente, a la salida de una cuenca. El modelo ha servido como base para varios modelos de cuenca desarrollados

en los setenta incluyendo el ampliamente utilizado Programa de Simulación Hidrológica-Fortran (*HSPF*).

Los principales componentes del *SWM IV* se ven en la figura 2.13. Los datos de entrada de las series de tiempo consisten en precipitación y evapotranspiración potencial. Si el deshielo es significativo, datos meteorológicos adicionales son necesarios. Los cálculos comienzan a partir de condiciones iniciales conocidas o asumidas hasta agotar los datos de entrada de las series de tiempo. La simulación comienza tomando como punto de partida datos de inicio conocidos, o asumidos de la condición de humedad precedente del sistema hídrico. La precipitación caída puede ser almacenada como nieve acumulada o en tres compartimentos que representan la humedad del suelo. Las zonas de almacenamiento superiores e inferiores junto con la zona de agua subterránea representan la variabilidad de la humedad en los perfiles del suelo y las condiciones del agua subterránea. Las zonas de almacenamiento superior e inferior controlan el flujo superficial, la infiltración, el flujo interno y el flujo hacia la zona de almacenamiento del agua subterránea. La zona superior simula la respuesta inmediata de la cuenca una vez ocurrida la precipitación y es de mayor importancia para eventos de corta duración y para las primeras horas de eventos de mayor duración. Contrariamente la zona inferior controla la respuesta de la cuenca ante eventos de mayor duración (Donigian e Imhoff, 2002).

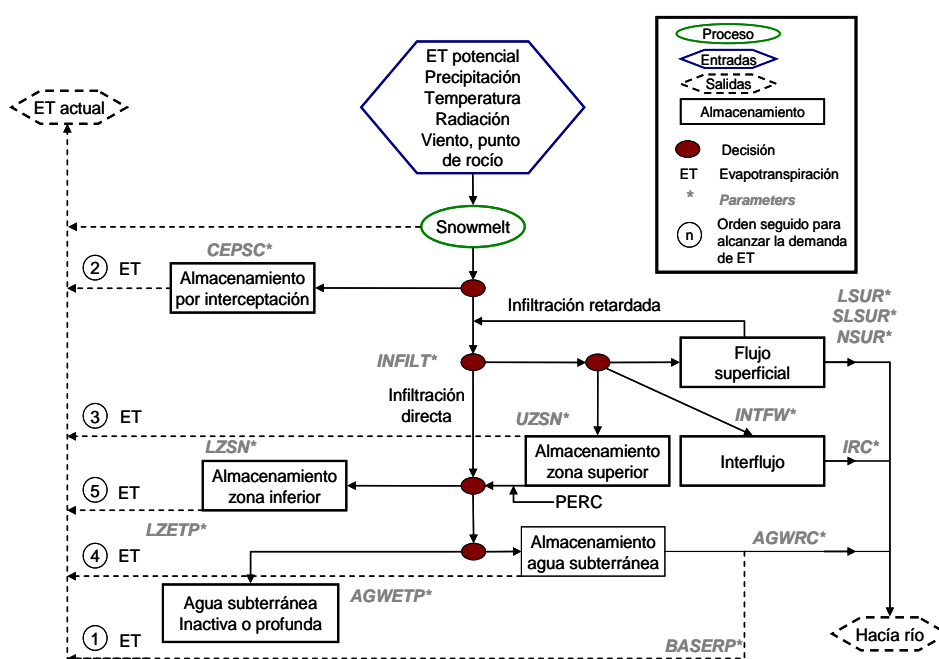


Figura 2.13. Diagrama del funcionamiento del modelo de Stanford (Fuente: Donigian e Imhoff, 2003).

El submodelo de superficie del *SWM* consiste en lo siguiente: interceptación, infiltración, flujo superficial, interflujo, agua subterránea, y evapotranspiración. Los cálculos se hacen para un intervalo dado (horas, días, meses) para simulaciones de tipo continuo. Dentro de un intervalo de tiempo, el abastecimiento de humedad es el volumen de lluvia y/o deshielo más la acumulación de humedad en superficie que está disponible para infiltrar en el suelo.

Los componentes principales que definen la composición del modelo son los siguientes:

- Infiltración
- Flujo superficial
- Flujo interno
- Agua subterránea
- Evapotranspiración potencial
- Propagación en cauces
- Deshielo

Cada componente y subrutina está definida por relaciones empíricas que definen el estado de cada componente de almacenamiento por intervalo de tiempo. Tasas de transferencia entre volúmenes de almacenamiento también están definidas por relaciones que involucran el estado actual de cada componente (saturación).

2.5.3 Modelo hidrológico SIMPA

El Sistema Integrado de Precipitación Aportación (SIMPA) fue diseñado para gestionar y analizar la información temporal y espacial procedente de la base de datos del Centro de Estudios Hidrográficos del CEDEX y donde se integran las aplicaciones hidrológicas desarrolladas en este organismo para simular diferentes procesos del ciclo hidrológico relacionados con los recursos hídricos, las crecidas o la calidad de las aguas (figura 14).

El SIMPA comenzó a desarrollarse a mediados de los años 90 por el CEDEX y diversas universidades colaboradoras. Un papel preferente desde el principio del proyecto fueron las investigaciones sobre simulación hidrológica distribuida de aportaciones. El fruto de aquel esfuerzo ha quedado recogido en la tesis doctoral titulada “Desarrollo de un Modelo Hidrológico Distribuido de Simulación Continua Integrado con un Sistema de Información Geográfica” presentada en la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de

Caminos, Canales y Puertos de la Universidad Politécnica de Valencia (Ruiz-García, 1998). Desde este primer proyecto se han ido incorporando nuevos módulos, ya sea, desarrollados en el propio CEDEX o bien obtenidos mediante convenios de colaboración con el Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente de la Universidad Politécnica de Valencia.

El modelo utiliza el Sistema de Información Geográfica GRASS (*Geographic Resources Analysis Support System*) para gestionar los datos espaciales y como soporte de los modelos distribuidos implementados. GRASS fue desarrollado inicialmente por el *Construction Engineering Research Laboratory* (USA-CERL) en Champaign, Illinois y actualmente lo mantiene y desarrolla una comunidad de usuarios desde diferentes países.

El sistema operativo utilizado para implementar el modelo es Red Hat 9 Linux y la interfaz gráfica del mismo se ha desarrollado con Tcl/Tk (*Tool Command Language/Graphical Interface Toolkit*). Además, la programación de los diferentes módulos se ha realizado en Fortran, utilizando también los comandos del sistema operativo y los comandos del GIS GRASS en programas *shell scripts*.

El modelo toma en consideración el principio de continuidad o conservación de la masa, reproduciendo los procesos significativos de transporte de agua que se producen de las distintas etapas del ciclo hidrológico, estableciendo leyes de reparto y transferencia entre almacenamientos a través de un conjunto de celdas que representan una unidad de territorio. El modelo trabaja a resolución temporal mensual obviando la simulación de un gran número de almacenamientos intermedios y la propagación del flujo en la cuenca. El modelo utiliza celdas de resolución de 1 km², que contienen variables de entrada como la precipitación y la evapotranspiración potencial (Estrela y Quintas, 1996, Martínez, 1999).

A partir de la precipitación, la evapotranspiración potencial y los parámetros hidrológicos que caracterizan cada celda de cálculo, el modelo obtiene mapas de los distintos almacenamientos como son; la humedad del suelo y el volumen de los acuíferos, así como también las variables de salida del ciclo hidrológico, la evapotranspiración y la escorrentía total obtenida de la suma entre la escorrentía superficial y subterránea. Los caudales mensuales se obtienen, en cada intervalo de tiempo, integrando la escorrentía total en las cuencas vertientes a los puntos de simulación.

El modelo está definido a través de ecuaciones conceptuales para el cálculo de los flujos y almacenamiento de agua en las celdas que discretizan la unidad territorial (figura 2.14). El cálculo del excedente de agua en cada celda está en función de la precipitación, del déficit de humedad en el suelo y de la evapotranspiración potencial. La infiltración al acuífero por lluvia directa en cada celda es función del excedente de agua y del parámetro de infiltración máxima (MAGRAMA, 2013).

Adicionalmente el modelo asume que la recarga del acuífero en cada celda coincide con la infiltración. Una vez calculada la recarga en cada una de las celdas pertenecientes a los distintos acuíferos, el modelo realiza una integración en los recintos que los definen y aplica el modelo unicelular de forma agregada.

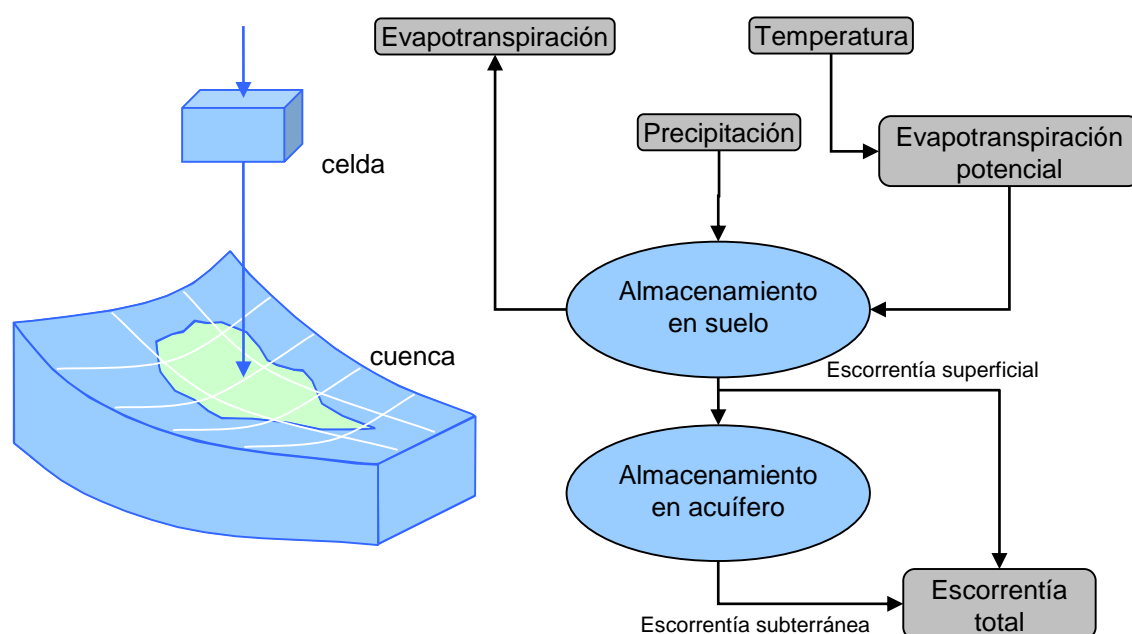


Figura 2.14. Esquema del funcionamiento del modelo SIMPA (Fuente: CEDEX).

Los menús implementados en SIMPA permiten acceder a:

- Visualización de capas de información, para superponer y visualizar mapas matriciales y vectoriales, hacer zooms, visualizar resultados de calibración, etc.
- Análisis de series temporales, para el análisis de la información contenida en los ficheros de datos meteorológicos e hidrológicos.

- Análisis paramétrico y geomorfológico, dentro del cual se encuentran:
 - análisis paramétrico, permite combinar capas de información para la obtención de parámetros de los que dependen los modelos hidrológicos (números de curva a partir de mapas de usos del suelo, textura del suelo, etc.).
 - análisis geomorfológico, para obtener distintos parámetros geomorfológicos a partir del modelo digital de elevaciones (MDE), la red de flujo e hidrogramas unitarios (pendiente de la cuenca, pendiente del cauce, cauce de largo máximo, etc.).
- Simulación de recursos, dentro del cual se encuentra:
 - análisis interanual de recursos, para realizar la simulación y contraste de los datos de las principales variables hidrológicas a escala interanual.
 - análisis anual de recursos, para realizar la simulación de aportaciones y contraste de los datos de las principales variables hidrológicas a escala anual.
 - simulación de aportaciones, para realizar la simulación continua de aportaciones y contraste a escala mensual.
- Simulación de avenidas, para obtener caudales máximos e hidrogramas de crecida mediante funciones de producción y elementos que simulan la propagación del excedente.
- Simulación de calidad, con acceso a modelos para la evaluación de la generación de nitratos y fosfatos.

2.5.4 Modelo hidrológico *SHE*

El modelo *SHE* (*Système Hydrologique Européen*) fue desarrollado por un consorcio formado por el *Danish Hydraulic Institute*, el *British Institute of Hydrology* y *SOGREAH* (Francia) con financiamiento de la Unión Europea. Es un modelo de base física ya que los procesos hidrológicos y el movimiento del agua en el sistema, son modelados ya sea, a través de los esquemas de diferencias finitas de las ecuaciones en derivadas parciales de masa, cantidad de movimiento y conservación de energía, o bien a través

de ecuaciones empíricas derivadas de estudios experimentales independientes. La distribución espacial de los parámetros de cuenca, la precipitación y la respuesta hidrológica son integrados horizontalmente a través de una red ortogonal de celdas, y verticalmente, por una columna de capas horizontales en cada celda (figura 2.15). Cada uno de los procesos primarios superficiales del ciclo hidrológico como deshielo, interceptación de la vegetación, evapotranspiración, flujo superficial y en cauces, flujo subsuperficial no-saturado y flujo subsuperficial saturado es modelado a través de componentes individuales. El modelo asume que el flujo en la zona no saturada se mueve en dirección vertical y horizontalmente en la zona saturada, lo que deriva en una estructura de modelo independiente en la cual columnas de flujo no saturado con profundidades variables (unidimensional) conectan un componente bidimensional de flujo superficial con un componente bidimensional del flujo en la zona saturada.

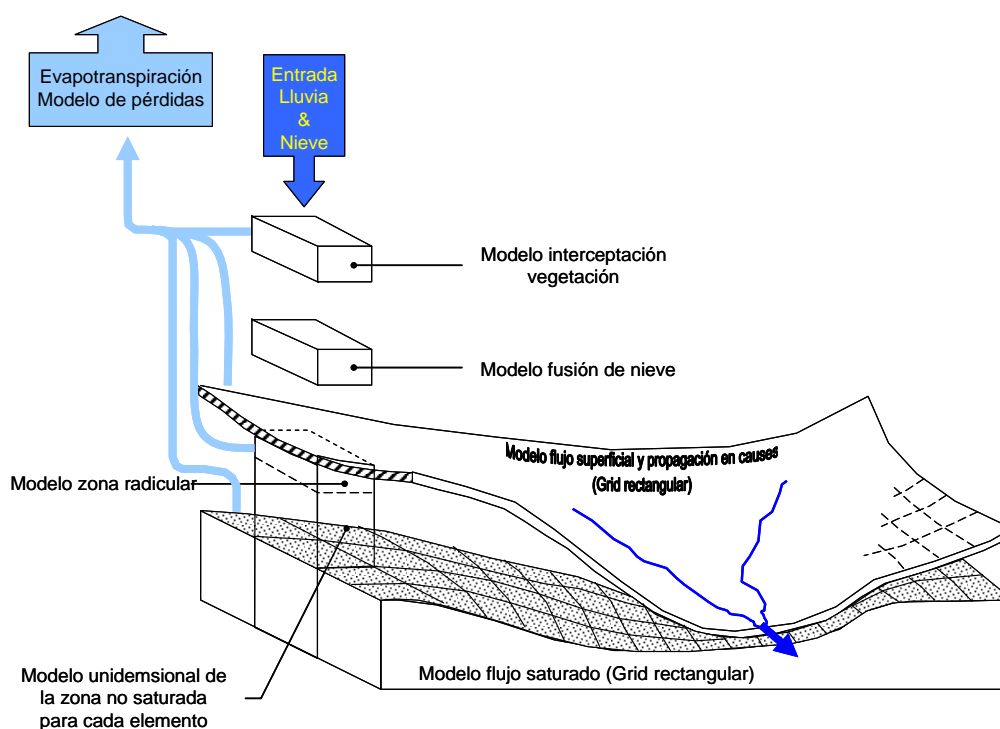


Figura 2.15. Esquema de la estructura del modelo hidrológico SHE (Fuente: adaptación hecha por Beven, 1996).

El modelo consta de un control central que coordina el funcionamiento paralelo de los componentes, seleccionando sus diferentes escalas de tiempo y organizando el intercambio de datos. Sus funciones incluyen:

- Lectura de los parámetros y la inicialización de todas las variables de cálculo. Controla la organización de los datos para cada celda de la malla de cálculo (topografía, tipo de suelo, vegetación, precipitación, etc.)
- Controla la secuencia en la cual cada componente es llamado en el cálculo
- Controla el intercambio de datos entre todos los componentes y dentro de cada componente separadamente. Esto se realiza para la malla de cálculo como un todo y no para cada celda individualmente.

El modelo se divide en cinco componentes fundamentales que describen la física de los procesos hidrológicos en una cuenca. Estos componentes se describen a continuación:

Componente de la interceptación y la evapotranspiración

Utiliza los datos meteorológicos y de cobertura vegetal para simular la tasa de evapotranspiración y la lluvia neta. Los procesos involucrados incluyen la interceptación de la lluvia por la vegetación, el drenaje desde la cobertura vegetal (goteo), la evaporación desde las copas de los árboles, la evaporación desde la superficie y la tasa de absorción de las raíces y su transpiración. El componente de la interceptación calcula la lluvia neta que llega hasta el suelo a través de la cobertura vegetal, la cantidad de agua almacenada en la cobertura vegetal y la evaporación desde ésta (figura 2.16). La interceptación en el modelo es calculada a través de una modificación del modelo de Rutter et al. (1971/72). Aun cuando esta metodología ha sido desarrollada inicialmente para árboles, *SHE* la utiliza para todo tipo de vegetación ya que se considera que los principios físicos no cambian. Sin embargo, la interceptación es modelada solo para un tipo de vegetación en cada celda, y por ello no se consideran tipos de cobertura secundaria, como podría ser la hierba bajo los árboles.

El componente de la evapotranspiración calcula la tasa actual de evapotranspiración considerándola como una pérdida. Describe básicamente la absorción de agua por las raíces y la transpiración de manera continua, en la medida que la cobertura varíe desde un estado seco, parcialmente semi-húmedo a totalmente húmedo. Estas pérdidas son posteriormente utilizadas en el cálculo de los cambios de humedad en el suelo por el componente de la zona no-saturada. El modelo utilizado por *SHE* para el cálculo de la evapotranspiración es aquel propuesto por Penman-Monteith (1965). Su formulación puede ser consultada en la fórmula (2.2) del apartado 2.2.2.

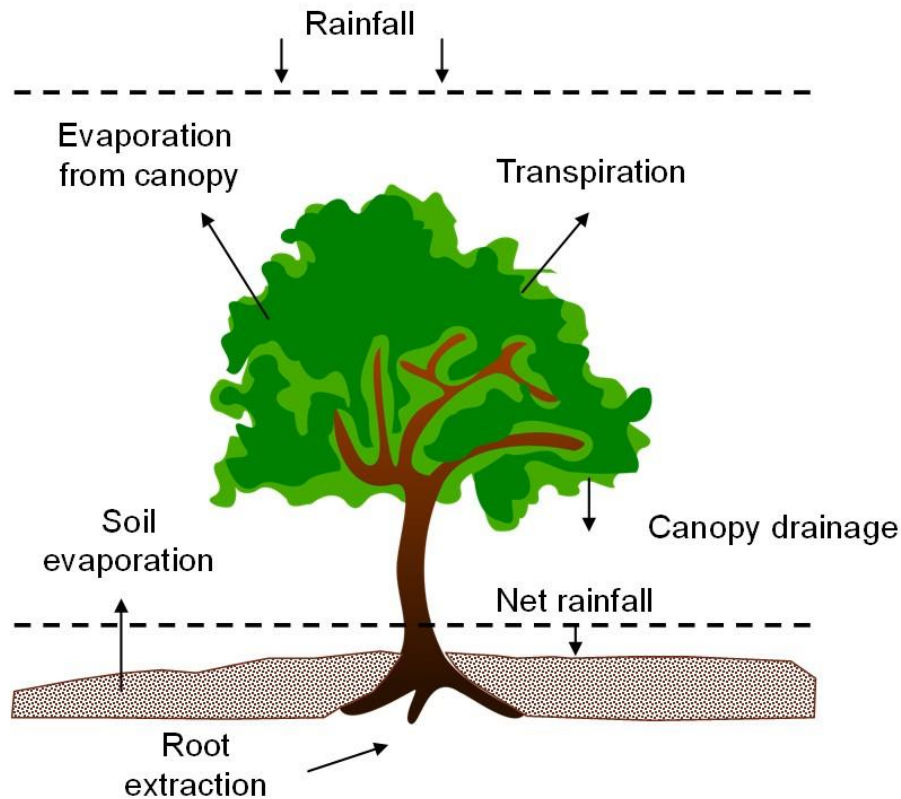


Figura 2.16. Representación esquemática del componente de la interceptación y evapotranspiración en SHE (Abbott et al., 1986b).

Componente del flujo superficial y en cauces

Este componente utiliza parámetros de topografía, la forma del cauce y la resistencia al flujo para el cálculo del agua superficial y en el cauce. El agua superficial (exceso) disponible para escorrentía es determinada a partir de la lluvia neta, las tasas calculadas por el componente de la interceptación/evapotranspiración y la tasa de infiltración del suelo calculada por el componente de la zona no-saturada. Adicionalmente se considera el intercambio ocurrido entre el cauce y el acuífero (pérdidas por infiltración consideradas como entradas al acuífero). Tanto el flujo en superficie como el flujo en el cauce, son modelados a través de la aproximación de las ecuaciones de *Saint Venant* de continuidad y cantidad de movimiento (figura 2.17).

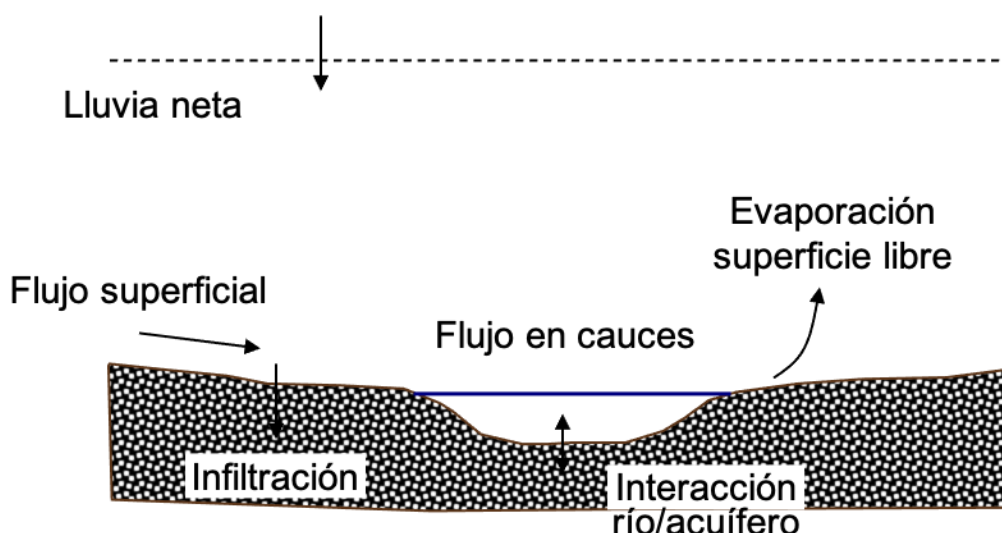


Figura 2.17. Representación esquemática de los procesos modelados por el componente del flujo superficial y en cauces (Abbott et al., 1986b).

Componente de la zona no-saturada

Este componente determina la distribución del contenido de humedad del suelo y su tensión en la zona no-saturada. Esta zona se extiende desde la superficie del suelo hasta el nivel freático. Corresponde a una zona no uniforme con altas fluctuaciones de humedad del suelo en la zona alta del perfil (zona de raíces) producto de la evapotranspiración y la infiltración proveniente de la lluvia (figura 2.18). La parte más profunda del perfil también presenta cambios en el tiempo, debido principalmente a las fluctuaciones del nivel freático. Este componente juega un papel crucial en el modelo *SHE* ya que los otros componentes del modelo dependen de los valores calculados en esta zona. El modelo utiliza la ecuación unidimensional de Richards, ya que considera que el flujo en esta zona solo se mueve de manera vertical.

La infiltración del suelo es determinada a través de la condición de contorno de la zona superior del perfil del suelo. La zona más profunda del perfil es normalmente el nivel freático y los intercambios entre la zona no-saturada y saturada son calculados a través de balance de masas.

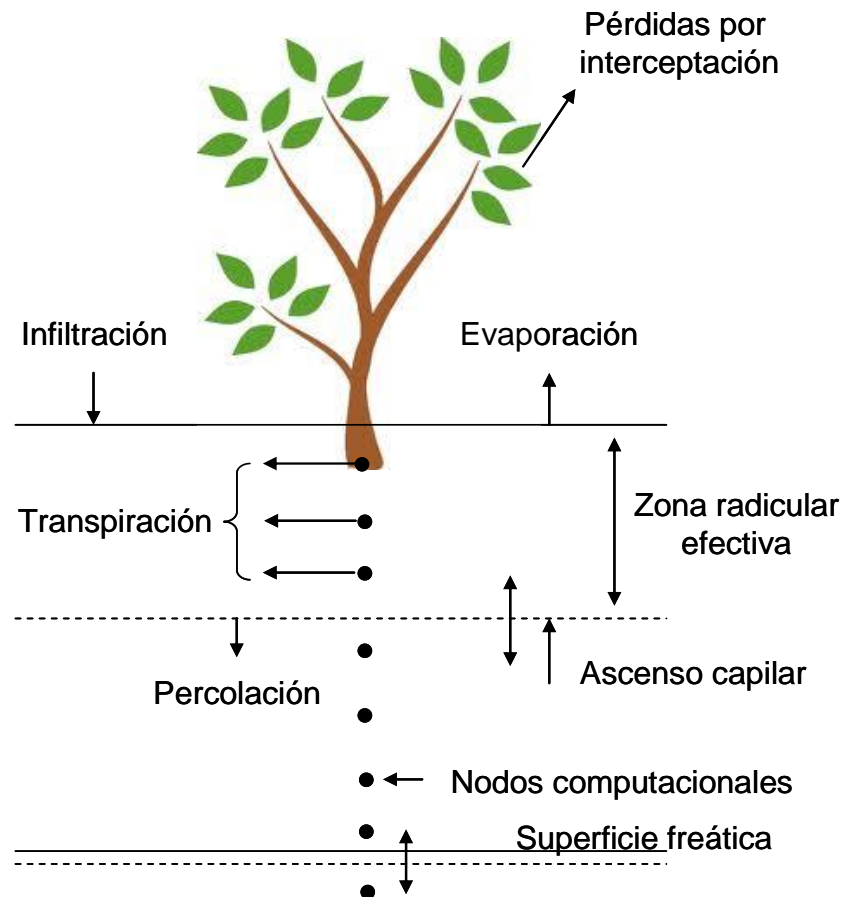


Figura 2.18. Representación esquemática de los procesos modelados por el componente de la zona no-saturada (Abbott et al., 1986b).

El modelo es capaz de incorporar en la simulación hasta cuatro capas de diferentes características y es posible desconectar la capa no-saturada en el caso de que el nivel freático alcanzara la superficie.

Componente de la zona saturada

Este componente calcula el nivel de la capa freática y los flujos de agua, asumiendo que se mueven únicamente en dirección horizontal. El modelo permite la utilización de múltiples capas para la representación de acuíferos confinados (figura 2.19). Se incluye en el modelo la variación espacial de la permeabilidad del acuífero y el nivel de la capa impermeable. El componente recibe tasas de percolación neta desde la zona no-saturada y entrega el nivel freático como una condición de contorno de la zona más profunda del perfil del suelo. El componente es capaz de simular las interacciones cauce/acuífero, la infiltración de agua subterránea y bombeos artificiales.

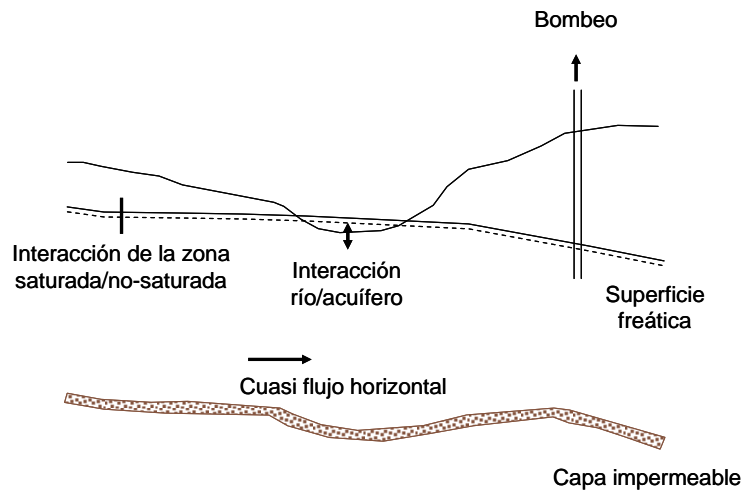


Figura 2.19. Representación esquemática de los procesos modelados por el componente de la zona saturada (Abbott et al., 1986b).

La variación del nivel freático en el tiempo es modelada a través de la ecuación no lineal de Boussinesq. Esta combina la ley de Darcy y la conservación de la masa para un flujo laminar en dos dimensiones en un acuífero heterogéneo y anisótropo.

Componente de fusión de nieve

Este componente usa parámetros de nieve acumulada y vegetación junto con datos meteorológicos para predecir las transferencias de humedad que resultan de los siguientes procesos:

- Aumento de la nieve acumulada por nevadas
- Fusión de la nieve acumulada
- Variaciones espaciales de las condiciones de la nieve acumulada
- Interceptación y evapotranspiración en presencia de nieve acumulada y temperaturas del aire bajo el punto de congelación

La finalidad del componente es simular el grosor de la nieve acumulada y se ve afectada por la precipitación y el deshielo, y al mismo tiempo, modelar la tasa de flujo de agua derivada de la fusión de la nieve hacia la superficie del suelo. El componente está estructurado de manera que primero se calcula el flujo de calor total que afecta a la nieve calculada, para luego determinar la cantidad de agua generada por este proceso. Finalmente, la cantidad de agua producida por el deshielo de la nieve es propagada a

través de la nieve acumulada (*snowpack*). De esta manera se modelan los flujos de masa y energía de la nieve acumulada (figura 2.20).

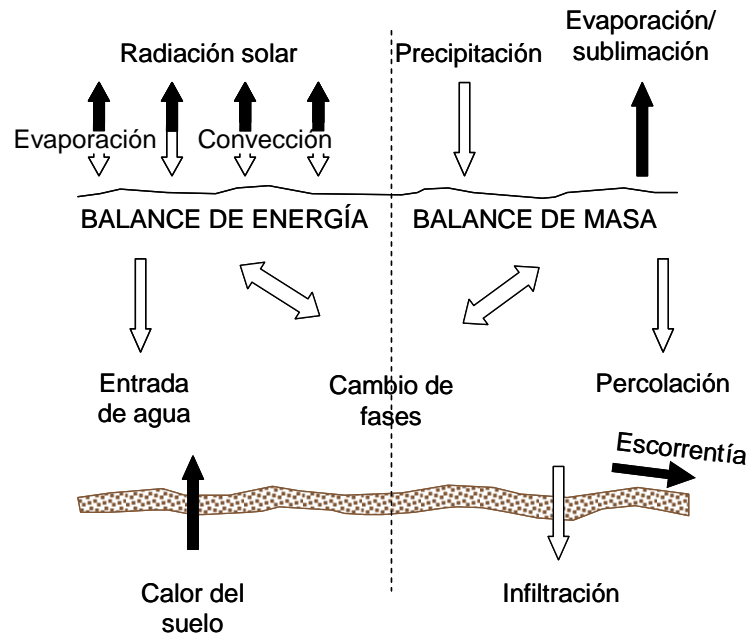


Figura 2.20. Representación esquemática de los procesos modelados por el componente de la fusión de nieve (Abbott et al., 1986b).

Dos métodos diferentes son utilizados en el modelo *SHE* para determinar el flujo total de calor (Abbott et al., 1986b), dependiendo de los requerimientos y de la disponibilidad de datos. El primer método y el más simple (empírico) es una adaptación del método grado-día (*degree-day*) y es principalmente utilizado cuando los datos disponibles están limitados solo a la temperatura del aire. El siguiente método determina el flujo total de calor a través de un balance de energía entre las entradas y salidas. En este método se calculan en conjunto todas las contribuciones de flujos de calor que afectan a la acumulación de nieve (calor proveniente del aire, precipitación, condensación de vapor, del suelo o rocas y la radiación neta).

El modelo requiere de un alto número de parámetros. Sin embargo, no siempre éstos están disponibles y por lo tanto, muchas veces es necesario seleccionar rutinas de cálculo con menos requerimientos y más simplificadas. El cuadro 2 muestra la lista de parámetros y funciones paramétricas que son requeridas por el modelo *SHE* para cada celda de la malla de cálculo, sumando un total de 30

Posteriores actualizaciones y mejoras del modelo fueron llevadas a cabo por la escuela de Ingeniería Civil y Geociencias de la Universidad de Newcastle *upon* Tyne. Esta nueva versión se le llamó *SHETRAN* (*SHE* – *TRANsport*).

El modelo hidrológico *SHETRAN* es un modelo de base física distribuido para el cálculo de la escorrentía, transporte de sedimentos y solutos en ríos y cuencas, el cual incluye componentes hidrológicos que permiten la simulación de: precipitación interceptada por la vegetación, evapotranspiración, acumulación y derretimiento de nieve, escorrentía superficial y flujo en cauces, variabilidad de la subsuperficie saturada y las relaciones entre los acuíferos y el cauce. El modelo resuelve las ecuaciones en derivadas parciales para el flujo y transporte en una celda rectangular por diferencias finitas. Algunos ejemplos de aplicaciones incluyen Birkinshaw (2008) para escorrentía, Birkinshaw y Bathurst (2006) para transporte de sedimentos y Birkinshaw & Ewen (2000) para el transporte de nitratos y solutos. Los usos típicos de este modelo están en el campo de la hidrología e impactos asociados con el cambio de clima y el uso de suelos.

2.5.5 Modelo hidrológico TETIS

El Modelo TETIS es un modelo distribuido de base física desarrollado por La Universitat Politècnica de Valencia en el Grupo de Investigación de Modelación Hidrológica y Ambiental (Vélez, 2001, Vélez et al., 2002b). El modelo funciona con una subdivisión de la cuenca en celdas regulares, de base física y está orientado a cuencas de cabecera. El modelo permite resolver problemas tanto de crecidas y erosión, como evaluación de recursos hídricos, ya que permite trabajar a escala minutal, horaria, y diaria. Posee un potente algoritmo de calibración automática de sus parámetros y valores iniciales de las variables de estado.

El modelo TETIS ha sido desarrollado para realizar la simulación hidrológica en cuencas naturales. El objetivo es obtener de la mejor forma posible la respuesta hidrológica ocasionada por la precipitación de lluvia o de nieve, teniendo en cuenta los diferentes procesos físicos involucrados y empleando la modelación distribuida de tipo conceptual. Consiste en un modelo de cinco tanques conectados entre sí. En presentaciones gráficas del mismo se podría observar el esquema conceptual del movimiento vertical del agua para cada celda. Las relaciones entre los distintos tanques son diferentes para cada caso, pero siempre se han empleado relaciones simples de tipo conceptual (figura 2.21).

El modelo TETIS: submodelo hidrológico

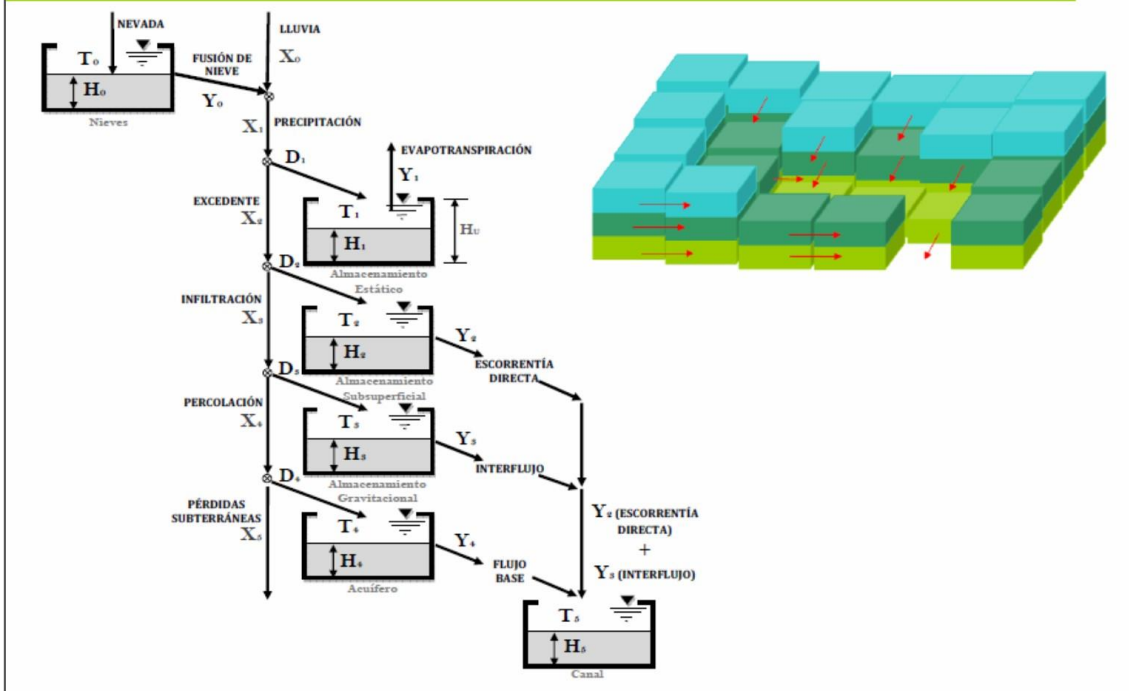


Figura 2.21. Esquema del funcionamiento del modelo TETIS (Fuente: <http://lluvia.dihma.upv.es/ES/software/software.html>).

El tanque T_0 corresponde al almacenamiento en forma de nieve. La precipitación que es inferior a una temperatura crítica se considera en este tanque. Para el proceso de fusión TETIS utiliza el método grado-día. El caudal proveniente de la fusión se une al caudal generado por la escorrentía para formar el caudal total.

El segundo tanque corresponde al almacenamiento estático (T_1), y considera el agua que transita por la cuenca y solo se pierde por evapotranspiración. Tiene en cuenta el agua interceptada por la vegetación, el agua detenida en los charcos y el agua retenida por fuerzas de capilaridad en el suelo (Francés et al., 2007). En esta zona el modelo calcula la evapotranspiración real (ET_r), pero para dicho cálculo es necesario dotar al modelo de valores mensuales de evapotranspiración potencial (ET_0)

El tercer tanque representa el almacenamiento en superficie (T_2), con las posibilidades de moverse sobre la ladera (escorrentía superficial) o bien infiltrar. La capacidad del generar escorrentía directa está relacionada directamente con su estado de saturación y su capacidad de almacenamiento. Por otro lado, la capacidad de infiltrar hacia capas inferiores del suelo está relacionada con la conductividad hidráulica (saturada) del suelo.

El tanque T_3 se considera como agua gravitacional almacenada en el suelo. El agua almacenada en este perfil puede pasar a ser parte de la escorrentía subsuperficial o bien percolar hacia capas más profundas del suelo. Este flujo considera toda aquella agua subsuperficial que se ubica en pequeñas grietas o conductos y corre ladera abajo hasta salir a los cauces de drenaje. El nivel de saturación de este estanque influirá en el movimiento del agua por percolación o bien en escorrentía subsuperficial.

La zona T_4 representa el acuífero. Las salidas del sistema corresponden al flujo base y las pérdidas hacia acuíferos más profundos. El flujo subterráneo en cada una de las celdas se calcula a través de la ecuación de continuidad, y una ecuación que relaciona la tasa de flujo que sale del almacenamiento con la cantidad de agua almacenada. Esto se realiza del mismo modo que en los almacenamientos anteriores.

Finalmente, la fase T_5 corresponde al movimiento del flujo, generado en las fases anteriores, sobre la red de cauces. Para la propagación en cauces, el modelo TETIS emplea la onda cinemática geomorfológica (OCG). La OCG fue propuesta por Vélez (2001), al combinar la onda cinemática que es una simplificación de la ecuación de *Saint Venant* donde son despreciados los términos correspondientes a los efectos inerciales y de presión en la ecuación de conservación de la cantidad de movimiento, con las características hidráulicas de los cauces obtenidos con base en parámetros propios de la cuenca que se extraen de la información geomorfológica (Dávila et al., 2009).

En cuanto a la información cartográfica, se emplea el formato tipo raster. Se requiere de un Modelo Digital del Terreno (MDT) y de los mapas con las características del suelo. Estos últimos se obtienen con base en estudios de suelos, cobertura vegetal, mapas geológicos, información edafológica, mapas hidrogeológicos y demás temas ambientales que puedan ser de interés y que se encuentren disponibles para la zona de estudio.

El modelo de infiltración y el modelo de traslación presentados en TETIS incluyen unos factores correctores que corrigen de forma global los diferentes mapas con las características del suelo o parámetros de calibración, permitiendo una corrección rápida y ágil de los diferentes procesos representados. Estos factores correctores son los valores que deben encontrarse mediante la calibración automática.

2.5.6 Modelo hidrológico HEC-HMS

El sistema de modelización hidrológica (*HEC-HMS*) fue desarrollado en los 70' por el *US. Army Corps of Engineers* y ha sido diseñado para simular procesos de lluvia-escorrentía para cualquier sistema dendrítico de cuencas. Puede ser aplicado en un amplio rango de situaciones y áreas geográficas para la resolución de problemas hidrológicos. Esto puede incluir grandes cuencas hidrográficas, inundaciones en zonas urbanas pequeñas o procesos de escorrentía en cuencas naturales. Los hidrogramas producidos por el programa pueden ser usados directamente o en conjunto con otros softwares para estudios de disponibilidad de los recursos hídricos, drenaje urbano, predicción de caudales, impacto de futuras urbanizaciones, diseño de embalses y reservorios, reducción del daño por inundaciones, regulación de zonas de inundación, hidrología de humedales, entre otros.

El programa es un sistema de modelización capaz de representar diferentes tipos de cuencas. Un modelo de cuencas se construye separando el ciclo hidrológico en partes manejables y discretizando (límites) la cuenca de interés. Los flujos de masa o energía en el ciclo pueden ser representados a través de una expresión matemática. El modelo provee una amplia gama de modelos matemáticos para representar cada flujo. Cada uno de estos modelos matemáticos puede adaptarse a diferentes situaciones y bajo diferentes condiciones (figura 2.22).

El programa *HEC-HMS* permite la representación de la cuenca a través de un modelo de cuenca. Los elementos hidrológicos son conectados en una red dendrítica para simular los procesos de escorrentía.

Diferentes métodos están disponibles para la simulación de las pérdidas por infiltración, permitiendo al modelador realizar simulación a corto, mediano y largo plazo. Para la simulación de eventos (corto plazo) se incluyen modelos como: *Initial Constant* (Constante inicial), *SCS Curve Number* (Número de Curva), *Gridded SCS Curve Number* (Número de Curva en formato de mallado), *Exponential* (Exponencial), *Green Ampt* y el modelo de *Smith Parlange*. El método *One-layer Deficit Constant* (Deficit Constante de una Capa) puede ser utilizado para simulación continua simple. Para la simulación a largo plazo *HEC-HMS* posee un modelo de la evaluación de la humedad del suelo (*Soil Moisture Accounting method – SMA*) de cinco capas. Este modelo puede ser utilizado bajo condiciones más complejas en las cuales sea necesario evaluar la

infiltración y la evapotranspiración. Métodos que permiten la generación de mallados (*Gridded methods*) están disponibles para la metodología del Déficit Constante y el SMA.

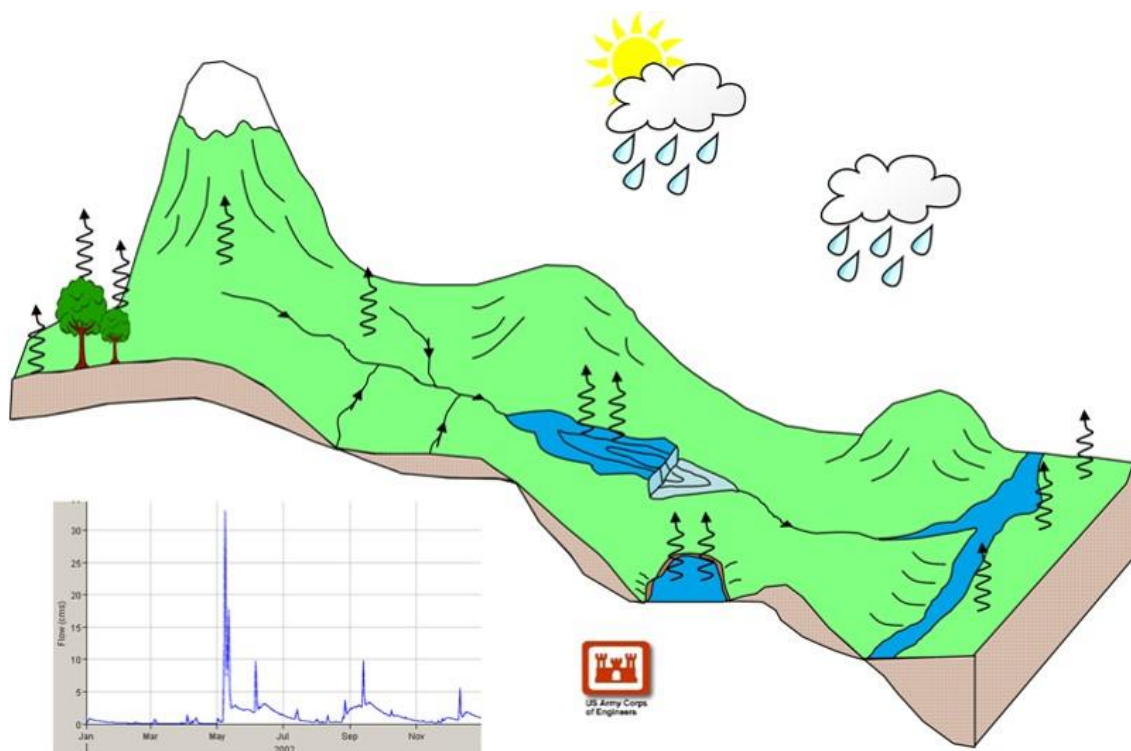


Figura 2.22. Modelización de la cuenca hidrográfica a través de HEC-HMS.

El programa incluye siete métodos para transformar el exceso de precipitación en escorrentía. Estos incluyen el método del Hidrograma Unitario sintético de *Clark*, *Snyder* y del *SCS*. También pueden utilizarse métodos como el *User-specified Unit Hydrograph* o el *S-graph Ordinates*. El método modificado de *Clark* (*ModClark*) permite la obtención de un hidrograma unitario lineal quasi-distribuido y puede ser utilizado en formato mallado (*gridded*) con información meteorológica (lluvia). Adicionalmente el programa permite la implementación del método de la Onda Cinemática (*Kinematic Wave*) junto con la posibilidad de caracterizar diferentes tipos de canales y secciones.

En *HEC-HMS* se han incluido cinco métodos para el cálculo del flujo base. El método *Bounded Recession* (Recesión) simula un decrecimiento exponencial del flujo base a partir de un único o múltiples eventos de precipitación. También se incluyen el método *Monthly Constant* (Constante Mensual) que puede ser utilizado para simulaciones a

largo plazo, el método *Linear Reservoir* (Método del Embalse Lineal), que conserva la masa propagando la precipitación infiltrada en el cauce, y el método no lineal de *Boussinesq*.

Para la simulación del flujo en el cauce, el programa cuenta con seis métodos. Permite la propagación sin atenuación a través del método *Lag*. Se incluye el método de *Muskingum* en conjunto con el método *Straddle Stagger* para aproximaciones simples de atenuación, el método modificado de *Puls*, para la modelación de un cauce como una serie de cascadas o piscinas de nivel con diferentes relaciones de caudal-almacenamiento definidas por el usuario, el método de la Onda Cinemática (*Kinematic Wave*) y el método de *Muskingum-Cunge*. En la propagación en cauces se pueden incluir pérdidas. Dentro de estas, el método de Pérdida Constante (*Loss Constant*) puede ser agregado para cualquiera de los métodos de propagación señalados anteriormente. Para el caso de las pérdidas por percolación (*Percolation method*), solo puede ser utilizado para los métodos modificado de *Puls* o *Muskingum-Cunge*.

El programa también permite la representación de embalses de agua. Los lagos pueden ser representados a través de relaciones caudal-almacenamiento definidas por el usuario. Los reservorios pueden ser representados a través de la descripción física de estructuras como aliviaderos y puntos de desagüe. Adicionalmente el programa permite la inclusión de estructuras de bombeo para una mejor caracterización de los flujos de caudal relacionados a este tipo de sistemas.

El modelo funciona a través de componentes que son usados para simular la respuesta hidrológica en una cuenca. Estos incluyen el modelo de cuenca, el modelo meteorológico, las especificaciones de control y los datos de entrada. La simulación calcula la respuesta lluvia-escorrentía en el modelo de cuenca de acuerdo a los datos de entrada del modelo meteorológico. Las especificaciones de control definen el periodo y el paso de tiempo de la simulación. Los datos de entrada tales como las series de datos o los datos en formato mallado, son usualmente requeridos como parámetro o bien como condición de contorno en la cuenca y el modelo meteorológico.

En capítulos posteriores se hará una descripción completa y detallada del modelo de pérdidas ya que el trabajo llevado a cabo en el presente estudio, utiliza las herramientas que provee *HEC-HMS* para realizar la modelización hidrológica a largo plazo de las cuencas seleccionadas.

Los modelos presentados en este trabajo de tesis son todos de dominio público y están accesibles para ser descargados desde sus respectivos sitios de internet. Si bien es cierto que en la mayoría de los casos la selección del software o código hidráulico-hidrológico pasa fundamentalmente por el costo, en este caso las razones de la selección de un código u otro estarán explicadas por otro tipo de condiciones.

2.6 Aplicabilidad de un modelo de simulación continua de humedad del suelo en hidrología

La ventaja principal de un modelo de simulación continua de la humedad del suelo es poder evaluar el sistema hídrico a largo plazo pudiendo así determinar los cambios y su comportamiento en el tiempo. Contar con información meteorológica de la zona a evaluar (precipitación, temperatura y evapotranspiración) permite conocer el comportamiento del sistema bajo diferentes condiciones, entregando información que está definida principalmente por los datos de entrada.

Cada uno de los procesos hidrológicos físicos presentes en una cuenca requieren ser descritos de manera correcta por el modelo a través de parámetros que definen la física del sistema hídrico. Esto quiere decir que la descripción del sistema hidrológico debe contener información como uso de suelo, tipo de vegetación, y todas las propiedades físicas que describen el movimiento del agua en el suelo (tasas de infiltración y percolación del suelo, capacidad de almacenamiento, presencia o ausencia de acuíferos, entre otras). En hidrología resulta casi imposible conocer en detalle el estado de cada metro cuadrado de suelo y, por ende, la caracterización termina siendo un valor medio de lo esperable para una unidad de terreno normalmente heterogénea. De ahí radica la subdivisión en subcuencas lo más homogéneas posibles que permiten realizar una descripción física más detallada de la cuenca global.

Los estados iniciales del suelo (principalmente humedad) son desconocidos en la mayoría de los casos, por lo que es necesario utilizar valores iniciales bajos y comenzar la simulación esperando que el modelo logre un estado de equilibrio. Esto se refiere al momento en que el suelo ha llegado a un grado de humedad que es independiente de la precipitación y evapotranspiración en los estados iniciales de la simulación. Esta es la razón por la cual los primeros meses (3 ó más) son normalmente eliminados de los resultados finales.

El valor inicial de humedad del suelo corresponde a la porción húmeda de toda la capacidad de almacenaje de éste. Elegir un valor inicial que no corresponda a la realidad física del sistema, puede generar valores de aportación distorsionados. Esto se debe a que en etapas iniciales el suelo utilizará el agua de lluvia para recargarse, o bien, para generar escorrentía superficial, siendo este resultado directamente dependiente del estado de saturación. Poder contar con períodos mixtos de lluvias (día seco/húmedo) permite conocer cuál es el estado actual del contenido de humedad del suelo.

La conceptualización de la simulación continua de la humedad del suelo ha sido altamente utilizada en programas hidrológicos a largo plazo, y es comúnmente conocida como *Soil Moisture Accounting method (SMA)*. Existen variados modelos hidrológicos que integran dicha metodología al programa hidrológico (Stanford, Sacramento, TETIS, *HEC-HMS*, etc.). Existen variaciones que distinguen los modelos entre sí, pero la filosofía de desarrollo es la misma, en la cual volúmenes de almacenamiento describen la capacidad del sistema hídrico para almacenar agua, en función de sus características físicas, y las tasas de transferencia que existen entre dichos volúmenes de almacenamiento.

La figura 2.23 muestra un modelo conceptual de simulación continua de humedad del suelo, en el cual el sistema se divide principalmente en capas que describen los procesos hidrológicos que ocurren en la atmósfera, la superficie del suelo, la zona subsuperficial y la zona del agua subterránea. Cada una de las partes están caracterizadas (parámetros) y conectadas entre sí, para obtener el flujo combinado entre el agua superficial, subsuperficial y subterránea. Una descripción completa y detallada de los procesos que describe el SMA en *HEC-HMS* puede ser encontrada en capítulos posteriores, ya que el trabajo presentado en esta tesis utiliza *HEC-HMS* para realizar hidrología de cuencas a largo plazo y a futuro.

La utilización del SMA propuesto en el pack hidrológico *HEC-HMS* no ha sido tan usada en el ámbito de la investigación como se esperaría. Su utilización y puesta a prueba se ha realizado en diferentes trabajos. Sin embargo, no es tan ampliamente usada como otras metodologías insertas en softwares hidrológicos más conocidos. Desde su creación y desarrollo (Bennett, 1998), su utilización ha sido más bien moderada en el área de la hidrología a largo plazo. Sin embargo, su eficacia sí ha sido probada en diferentes experiencias de modelización hidrológica.

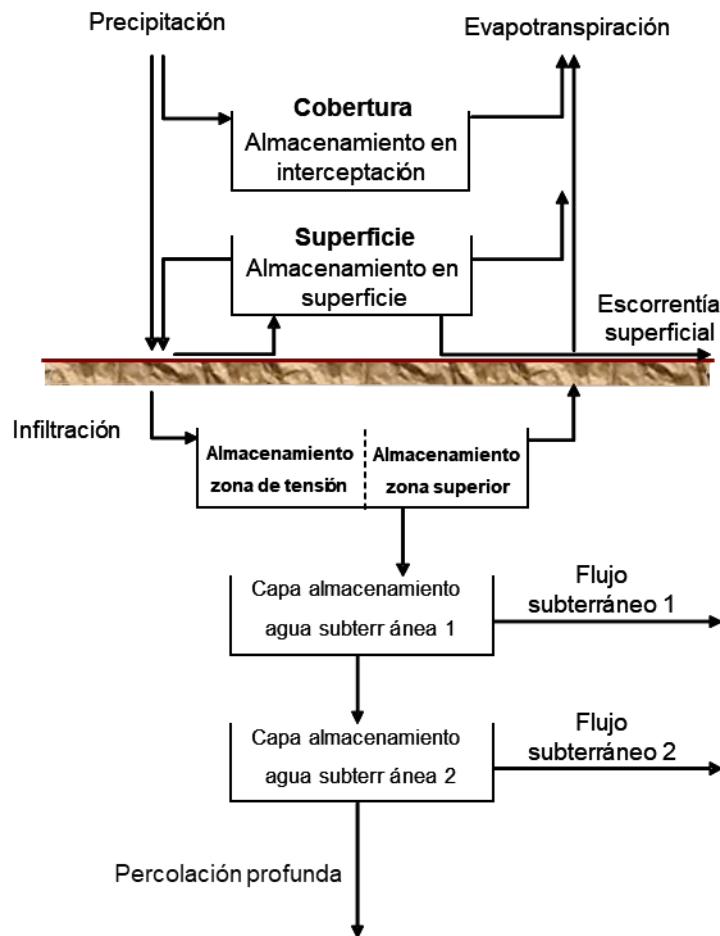


Figura 2.23. Esquema de un modelo continuo de humedad del suelo (SMA).

Bennett, durante el desarrollo de su algoritmo de trabajo (SMA), aplicó su propuesta en diversas cuencas de estudio para poder validarlo. El autor encontró resultados alentadores para la validación. Para llevar a cabo su trabajo realizó calibraciones y validaciones para dos cuencas naturales. Una ubicada en Texas, Riesel y la otra ubicada en Tifton, Georgia, en la cuenca de *Little River*. Los resultados mostraron que el algoritmo propuesto (SMA) era capaz de describir la curva de caudal generada a largo plazo por la cuenca. Estos resultados fueron contrastados con la curva de caudal observada para un período de tres años en la cuenca de Riesel, Texas. La cuenca de Georgia también presentó resultados aceptables para el cálculo del caudal (Bennett, 1998).

Otros estudios llevados a cabo por Xuefeng y Steinman (2009) para una cuenca en el lago Mona en Michigan, describen la utilización del SMA como modelo a largo plazo. El trabajo muestra la utilización adicional de un modelo basado en el método del número de curva (CN) para evento, que se utilizó con la finalidad de obtener parámetros que

describieran de manera simplificada la cuenca y pudieran servir posteriormente en la calibración del SMA. Estos parámetros se refieren principalmente a la infiltración (la abstracción inicial I_a que engloba las pérdidas iniciales: almacenamiento en superficie, interceptación de la vegetación y la infiltración). El buen ajuste de este valor permite estimar de mejor manera aquellos parámetros involucrados en la calibración del SMA. Estos autores encontraron un buen comportamiento del SMA para realizar simulaciones a largo plazo, pero también destacaron la necesidad de realizar un modelo a escala temporal (evento), para alimentar a los modelos continuos con mejor información para su parametrización.

Los autores señalan la necesidad de trabajar con diferentes escalas de tiempo, ya que, por ejemplo, utilizar tiempos de paso mayores (superiores a una hora) puede tender a impedir la evaluación correcta de cuencas pequeñas ante eventos de precipitación, derivando en la dificultad de obtener buenos valores para parámetros relacionados con el tiempo (ej. tiempo de concentración o tiempo de viaje), ya que la repuesta de la cuenca puede ser menor al tiempo de paso. Por el contrario, al disminuir la escala de tiempo, el ajuste de parámetros puede ser más preciso, lo que redundará en una mejor parametrización del modelo continuo. Los autores sugieren la posibilidad de trabajar con modelos a diferentes escalas (modelos de corta duración y modelos continuos de largo plazo) ya que proveen de mejor información de entrada al modelo y al mismo tiempo mejoran las capacidades de simulación del modelo hidrológico. De sus resultados finales y el test de bondad de ajuste realizado, observaron que la utilización del SMA para el caso de estudio presentaba buenos resultados, encontrando coeficientes de eficiencia (EF) que variaron entre 0.361 y 0.954 bajo distintas simulaciones.

Estudios adicionales demuestran el buen comportamiento del SMA bajo simulaciones continuas a largo plazo (Roy et al., 2013). Este es el caso del estudio llevado a cabo en una cuenca al este de la India perteneciente a la red hídrica del río Subarnarekha. Para el área de estudio se construyó un modelo hidrológico que incluía la metodología SMA para el cálculo de las pérdidas. El modelo fue calibrado/validado con la información disponible que incluía años completos. Sin embargo, sólo se contó con información para los meses más húmedos.

De los resultados se observó la buena capacidad del SMA para el cálculo de aportaciones y el régimen de caudal. Se observó que dentro del modelo y su formulación el parámetro de mayor sensibilidad fue el almacenamiento en el perfil del suelo y el coeficiente del almacenamiento del agua subterránea (*Soil Storage* y *Groundwater*

Coefficient). Los resultados demostraron que el modelo fue capaz de simular el caudal de forma adecuada con diferencias de volumen que no sobrepasaron el 20%. Adicionalmente se encontró que, sometiendo los resultados a un test de bondad de ajuste, se obtuvieron buenos resultados tomando como estadístico el coeficiente de determinación (0.7 – 0.85), lo que indica una relación positiva entre los datos simulados y los observados.

Otros estudios desarrollados demuestran diferentes técnicas de trabajo en SMA. Fleming y Neary (2004) estudiaron técnicas de calibración y ajuste para el modelo hidrológico de la cuenca *Dale Hollow* ubicada en el río *Cumberland* en Estados Unidos. Los autores definieron métodos mediante los cuales se optimizaba el ajuste y calibración de parámetros del modelo hidrológico. De acuerdo a los resultados obtenidos, proponen la calibración del modelo de manera estacional, semi-anual y anual, con el fin de encontrar parámetros de ajuste que estén en función de los distintos estados meteorológicos del año (período seco y húmedo).

A través de sucesivas simulaciones y ajustes, encontraron que, al calibrar los modelos de manera estacional, los parámetros obtenidos para cada estación y promediados entre sí, daban mejores simulaciones que aquellas en que se calibraba el modelo anualmente con un solo grupo de parámetros. Principalmente encontraron que de esta manera había una menor sobreestimación del caudal para el período seco (meses de primavera y verano). Se encontraron con mejores resultados para la estimación del caudal, obteniendo índices de eficiencia mayores. Para el volumen encontraron errores de sobre y subestimación que iban del 19.7 al -6.6%. Para el caso de los picos, los errores fueron mucho mayores ya que se presentaron sobreestimaciones de los picos que no pudieron ser simulados por el modelo. Los autores atribuyen este error en parte al algoritmo de cálculo de SMA y principalmente a la medición de la precipitación, la resolución temporal en la cual el pluviómetro realiza la medición y el cálculo medio de la precipitación distribuida en toda la cuenca en un solo punto de medición (pluviómetro).

La experiencia demuestra que el SMA, aun sin ser un modelo altamente utilizado, puede funcionar positivamente para la simulación de regímenes de caudal y aportaciones a largo plazo en cuencas hidrológicas. Su buena aplicación dependerá principalmente del conocimiento que se tenga de los procesos que intenta explicar y describir el algoritmo de cálculo. En la medida que este conocimiento pueda ser complementado con información de campo, es posible obtener buenos resultados y extender su rango de aplicabilidad. Queda en manos del modelador hacer una buena interpretación de los

resultados, no dejando de tomar en consideración que el modelo sólo es capaz de describir de forma simplificada los procesos físicos que se producen en la cuenca. Conforme esta situación es reconocida, las conclusiones y discusión de resultados obtenidos de las simulaciones a largo plazo cobran un valor agregado, ya que es posible conocer el rango de efectividad de dichos modelos sin ignorar que existe un porcentaje de incertidumbre asociado a los resultados. A partir de este punto, el análisis hidrológico cobra mayor validez, ya que el modelador es capaz de determinar los errores, cuantificarlos y considerarlos en los resultados finales.

2.7 El problema de la incertidumbre asociada a los modelos hidrológicos

Cuando se intenta representar la realidad a través de modelos matemáticos, siempre existe una fuente de incertidumbre que puede estar asociada a cualquiera de los procesos que forman parte de dicha representación o bien, a los datos de entrada. El poder estimar dichas incertidumbres muchas veces se transforma en una tarea difícil dada la complejidad que significa trabajar con datos y proyecciones que ya llevan un grado de incertidumbre asociado. Es posible identificar fuentes de error y cuantificarlas a modo de generar un rango de error entre el cual se mueve el valor esperado. Sin embargo, esto siempre dependerá de las herramientas y datos de entrada con los cuales se trabaja. Por ejemplo, cuando se trabaja con proyecciones del clima, muchas veces no se conoce la incertidumbre o el error asociado a dichas proyecciones, y desde que este tipo de datos son utilizados en modelos hidrológicos, es esperable que la incertidumbre asociada a ellos se propague sin poder ser cuantificada completamente.

Es deseable poder conocer las fuentes de error asociadas a la incertidumbre de los modelos, para poder refinar la información y metodología utilizada en la modelación hidrológica. De acuerdo a Wegener y Gupta (2005); Liu et al., (2007), actualmente es altamente reconocible que la correcta consideración de la incertidumbre en modelos hidrológicos es esencial en términos de investigación y utilización. Para enfrentar este problema existen tres aspectos distintivos que deben considerarse: entender el problema de la incertidumbre, cuantificarlo y reducirlo. Existen algunas metodologías que permiten evaluar estos tres puntos. Más adelante se expondrán y describirán simplificada mente fuentes posibles de error a nivel de datos de entrada y fuentes de incertidumbre generadas dentro del modelo.

El conocimiento de las incertidumbres es importante para el modelador debido a que diferentes fuentes de incertidumbres pueden producir diferentes tipos de errores que requieren diferentes técnicas de tratamiento. El desconocimiento de ciertas incertidumbres puede generar incertidumbres asociadas en los datos de salida del modelo hidrológico (Liu et al., 2007).

Tampoco debe confundirse la incertidumbre del modelo con la incertidumbre de la predicción. La primera proviene principalmente del ajuste inadecuado de lo que ocurre en la realidad, mientras que la segunda puede deberse producto de la extrapolación de los errores o de errores temporales de la predicción, debido a que el futuro no es idénticamente igual que el pasado (Morgan et al., 1990; Krupnick et al., 2006; Liu et al., 2007). En otras palabras, la incertidumbre de la predicción está relacionada (equivalentemente) a la incertidumbre de la modelación.

Para cuantificar la incertidumbre de los datos de salida del modelo hidrológico, normalmente se utilizan métodos de muestreo que sirven para tomar valores del error de las funciones probabilísticas de densidad, para luego correr el modelo durante un cierto período de tiempo. A partir de un número suficientemente alto de predicciones de muestreos, se puede fácilmente hacer estadística descriptiva de la incertidumbre de las salidas del modelo. En la mayoría de los casos, la cuantificación de la incertidumbre está incluida en el proceso de asimilación de datos, promoviendo la reducción de la incertidumbre de la predicción (Liu et al., 2007).

Existen tres áreas principales donde diferentes acciones pueden ser tomadas a fin de reducir la incertidumbre en la predicción hidrológica (Liu et al., 2007).

- Primero y como punto fundamental está la adquisición de datos de mejor calidad que describan de mejor manera el fenómeno medido. Esto puede verse mejorado con la utilización de nuevas tecnologías para el registro y colección de datos (ej. datos de precipitación y temperatura)
- La segunda acción corresponde al mejoramiento de los modelos hidrológicos incorporando nuevas rutinas que permitan una mejor descripción del sistema físico usando relaciones y técnicas matemáticas mejores y más adecuadas.
- Como tercera acción está el desarrollo de técnicas eficientes y efectivas que puedan extraer y asimilar de mejor manera información a partir de datos disponibles.

En la modelación hidrológica la incertidumbre puede surgir de diferentes fuentes. En suma, existen tres tipos principales de errores en la modelización hidrológica: errores estructurales, errores de parámetros y errores en los datos (Wegner y Gupta, 2005; Liu et al., 2007).

La estructura

Debido a que un modelo hidrológico se compone de distintas partes, se debe analizar cómo cada componente puede ser una fuente de incertidumbre debido a los errores que se pueden producir en éstos. Los modelos pueden considerarse como una colección de supuestos y simplificaciones que corresponden a aproximaciones simples de la realidad (ej. modelo de la realidad). Dada su simplificación existe una probabilidad cierta de errores e inconsistencia que impide representar la realidad con un 100% de certeza. La conceptualización de un modelo con omisiones o aproximaciones inexactas puede derivar en errores en la estructura conceptual del modelo numérico. De acuerdo a Neuman (2003), los errores estructurales también pueden surgir de la implementación matemática que permite la transformación de un modelo conceptual en un modelo numérico. La definición de los límites del sistema es parte del proceso de conceptualización del modelo y por tanto la incertidumbre asociada a ésta puede ser considerada como una fuente estructural de incertidumbre.

La parametrización

Los parámetros pueden considerarse como representaciones agregadas temporales y espaciales de la realidad. Por ende, los parámetros son parte esencial de las ecuaciones que definen el modelo, y, por lo tanto, el uso de parámetros con sentido físico es esencial. De esto se desprende que errores en la selección de los parámetros pueden generar grandes errores en los resultados esperados. Sin embargo, la heterogeneidad de situaciones que se encuentran en la realidad hace difícil la selección de un parámetro que sea representativo de esta situación. Normalmente es difícil obtener parámetros que sean medidos *in situ*, por lo que deben ser estimados ya sea, a través de medias que representen la situación, el conocimiento previo de la situación en estudio o a través de la calibración directa del modelo. Como resultado de este proceso se introduce incertidumbre en el modelo que afecta directamente en los resultados finales.

Los datos

En la mayoría de los casos los datos de entrada y las condiciones iniciales son especificadas o bien determinadas por observaciones in situ. De esta manera, los errores que abarcan estas mediciones pueden considerarse como errores de datos o errores de observación y medición. Adicionalmente los errores de las observaciones de salida, también deben ser considerados como errores de datos.

En resumen, la estructura del modelo, los parámetros y los errores en los datos invariablemente producen incertidumbres que afectan las predicciones hidrológicas. Neuman (2003) y Abramovitz et al., (2006) postulan que dentro de estas tres fuentes de error la menos estudiada y más difícil de enfrentar es la referente a la estructura del modelo, lo que puede ser realmente negativo, ya que el impacto de este tipo de error en las predicciones hidrológicas puede ser mucho más perjudicial que lo que ocurre con los errores en parámetros y datos.

Adicionalmente, y tomando en consideración, que gran parte de los escenarios de cambio climático y las proyecciones de los Modelos de Circulación General del Clima (GCM) tienen un rango de error no especificado, se torna un tanto inútil definir detalladamente la incertidumbre del modelo hidrológico, ya que los datos de entrada (precipitación y temperatura proyectadas por el GCM) vienen con un error agregado que no se ha podido determinar ni cuantificar. Por ende, las predicciones realizadas por el modelo hidrológico solo deben ser consideradas como “proyecciones”, ya que solo permiten vislumbrar los cambios esperados en el futuro, sin poder poner un número exacto en las variaciones de los valores proyectados. Sin embargo, esta información es válida e importante a tomar en cuenta, ya que siembra las bases de las medidas de adaptación al Cambio Climático bajo las proyecciones de los modelos hidrológicos. En el futuro, cuando sea posible evaluar con mayor refinamiento el clima y depurar las técnicas de escalado local, probablemente se puedan obtener valores más precisos de situaciones puntuales. En la actualidad, “predecir” valores y situaciones de lo que ocurra en el futuro solo sería una falta de rigurosidad y una cuota de soberbia ante fenómenos con una amplia variabilidad, donde existen procesos con un alto grado de incertidumbre y donde aún se producen fenómenos no entendidos en su totalidad.

2.8 El problema de la validez de los datos de entrada

La validez de los datos de entrada al modelo está fuertemente ligada con lo explicado en los párrafos anteriores. Es decir, si los datos no son fiables, los resultados tampoco lo serán, generando un alto grado de incertidumbre que impedirá la utilización del modelo hidrológico como una herramienta de simulación válida.

2.8.1 Datos de precipitación y su registro

Cuando se trabaja con modelos de lluvia-escorrentía, es normal encontrar dificultades que condicionan el resultado de éstos, debido a que los modelos se alimentan de información que tiene una alta variabilidad espacial y temporal (precipitación, temperatura, etc.). Esta variabilidad está dada principalmente por la naturaleza de los datos y el tipo de registro llevado a cabo. El dato de entrada más importante del modelo hidrológico es la precipitación, por lo cual, su correcta utilización definirá en gran medida la validez de los resultados del modelo.

La precipitación corresponde a uno de los fenómenos más aleatorios y variables que ocurren en la naturaleza, cuya variabilidad puede ser en términos, espaciales, temporales, cuantitativos y de intensidad, debido que las fuentes de formación de dicho fenómeno pueden ser variadas. Esto genera que la modelación hidrológica (procesos de lluvia-escorrentía) es compleja, y debe ser tomada con mucha cautela, para poder atenuar los efectos de dicha variabilidad, cuando sea posible, o bien cuantificar las fuentes de error con el fin de poder explicar los resultados de manera correcta.

La modelación de lluvia-escorrentía depende directamente de las estaciones de precipitación, el tipo de registro, su número y ubicación. Por ejemplo, el tipo de registro (minutos, horas, días) es importante para el tamaño de la cuenca, es decir, en cuencas de mayor tamaño el uso de registros diarios puede ser suficiente. En cambio, en cuencas de tamaño menor, puede ser necesario utilizar registros a nivel de minutos, para lograr modelar la respuesta del hidrograma y los picos de caudal. Poder contar con el mayor número de estaciones es siempre un punto a favor en la modelación.

Otro punto importante a analizar son los errores que se derivan del mismo aparato de registro. Beven (1996), menciona que la unidad de registro debería estar lo más cerca de la superficie, evitando cualquier tipo de interferencia a su alrededor. Dentro de estas interferencias una de las que causa más problemas es el viento, y por ende la estación

debería estar diseñada de tal manera que se pueda evitar o atenuar el efecto de esta situación. Algunos autores destacan que puede haber reducciones de medición de la precipitación de hasta un 20% en sectores con fuertes vientos, para pluviómetros ubicados a 30 cm del suelo, en comparación con aquellos ubicados a ras de suelo (Rodda y Smith, 1986). Adicionalmente intensidades altas pueden causar problema en el pluviómetro (balancín). Es posible que exista un balanceo inadecuado del mecanismo causando errores en la medición. Por ende, el mecanismo puede necesitar una nueva calibración para altas intensidades. La figura 2.24 muestra un pluviómetro con una unidad digital de registro que permite almacenar la información captada por el instrumento.



Figura 2.24. Pluviómetro tipo balancín.

El volumen de lluvia y la intensidad pueden variar rápidamente en tiempo y espacio, en particular cuando la lluvia es de tipo convectiva. Por esta razón, dependiendo del número de estaciones de muestreo, es normalmente necesario hacer una interpolación espacial de la lluvia. Existen diversas técnicas de extrapolación descritas en diferentes textos y manuales que cumplen este propósito (por ej.: Polígonos de Thiessen). Estas

técnicas no son más que simples interpolaciones entre estaciones meteorológicas, que pueden o no describir la situación real de la lluvia en dichas áreas. De acuerdo a Beven (1996), ninguna de estas técnicas puede ser más que una aproximación simple del volumen actual o real de precipitación que cae sobre la cuenca y, por ende, la precisión del cálculo puede variar para diferentes tormentas.

Otro factor importante de mencionar que puede suceder en algunos casos, especialmente en las cuencas de montaña, es la presencia de nieve y su posterior fusión. El modelador está principalmente preocupado de poder evaluar el recurso en estado líquido, por lo que se hace imprescindible conocer el volumen líquido de la nieve presente en la cuenca. Esto puede transformarse en una dificultad añadida y para encontrar mecanismos capaces de evaluar dicho volumen se hace necesario llevar a cabo un trabajo adecuado y consistente. Uno de los mejores métodos para evaluar esta situación consiste en medir el peso de la nieve en un punto dado usando el aparato de presión conocido como *Snow Pillow*¹ (figura 2.25). Un incremento en la presión indicará un aumento de nieve. Por el contrario, una disminución indicará una pérdida por sublimación, o mejor dicho, derretimiento. La medición continua de los cambios de presión puede dar una aproximación de las tasas de derretimiento de la nieve, lo que puede ser incluido en el modelo.



Figura 2.25. Estación meteorológica con un medidor de pérdida de nieve por derretimiento (*Snow Pillow*).

¹ La palabra *snow pillow* puede traducirse como colchón de nieve.

Lo mencionado en los párrafos anteriores destaca principalmente la importancia de la calidad del dato de entrada (precipitación) en el modelo hidrológico. La medición de la precipitación es de suma importancia para el modelo hidrológico, ya que ninguno de ellos, aun cuando sea un modelo físico de alto detalle, será capaz de producir y predecir hidrogramas de manera precisa, si el dato de entrada del modelo no caracteriza apropiadamente la precipitación caída en la cuenca. Esto queda bien establecido en lengua anglosajona como el principio “GIGO” (“*Garbage In, Garbage Out*”).

2.8.2 Datos de temperatura y evapotranspiración

La importancia de los datos de temperatura y evapotranspiración recae fundamentalmente en el tipo de simulación que se desea realizar. En simulaciones a corto plazo, donde se evalúan eventos de precipitación de corta duración, las pérdidas por evapotranspiración pueden ser ignoradas, ya que se espera conocer la respuesta inmediata de la cuenca, y por lo general las tasas de evapotranspiración durante el evento de precipitación son bajas. Por ejemplo, tormentas de corta duración y alta intensidad son comúnmente modeladas en hidrología urbana, ya que se busca evaluar el comportamiento de la red de desagüe para estimar la capacidad de ésta al evacuar la escorrentía sin causar inundación. En estos casos, los procesos de evapotranspiración pueden ser despreciados y las pérdidas por infiltración pueden ser caracterizadas con un número reducido de parámetros. Esto es así porque en cuencas urbanas la mayoría de la superficie es impermeable (no hay infiltración) y por lo tanto, las zonas en las cuales se producen pérdidas por infiltración pueden ser consideradas despreciables en el resultado final. Sin embargo, cuando el objetivo de la simulación hidrológica es a largo plazo, la importancia de los procesos de pérdidas toma mayor relevancia, siendo en ellos la temperatura y la evapotranspiración un factor clave.

El uso de la temperatura y la evapotranspiración cobra un peso mucho mayor cuando se realizan simulaciones a largo plazo en cuencas naturales y con una cubierta vegetal importante. Esto radica principalmente en que conocer las pérdidas en el modelo hidrológico es imprescindible para poder definir el balance hídrico de la cuenca en estudio. Como ya se ha mencionado en apartados anteriores la evapotranspiración puede llegar a ser un 80% de las pérdidas totales del sistema después de la precipitación, por lo que contar con valor fiables de temperatura y evapotranspiración es fundamental para establecer dichas pérdidas. Como se ha explicado en el punto 2.2.2 la evapotranspiración puede ser calculada a través de diferentes formulaciones. Dichas

formulaciones incluyen el valor de temperatura como parámetro fundamental en el cálculo.

Es necesario entender que la tasa de evapotranspiración varía de acuerdo a muchos factores (temperatura, tipo de cultivo, disponibilidad de humedad en el suelo, exposición del terreno, pendiente, etc.) y es esperable que este proceso sea altamente heterogéneo dentro de una misma cuenca. Esto implica que muchas veces el proceso solo puede ser captado de manera parcial o simplificada, lo que debe ser conocido por el modelador para poder identificar posibles causas de error en los resultados del modelo hidrológico. Así mismo, contar con estaciones que registren de manera conjunta, temperatura, radiación, velocidad del viento, humedad del aire y evapotranspiración genera un volumen de datos que es esencial en hidrología. La calidad y disponibilidad de dichos datos será importante para el cálculo hidrológico.

La calidad de los datos de temperatura cumple un rol importante en modelación hidrológica a largo plazo, ya que es un dato de entrada para la estimación de la evapotranspiración. Esto quiere decir que series incompletas o de mala calidad repercutirán en estimaciones incompletas o erróneas de la evapotranspiración, influyendo directamente en la estimación de las pérdidas en el modelo hidrológico. No obstante, existen técnicas que permiten el relleno de datos de temperatura cuando estos son incompletos, ausentes o erróneos. La temperatura, a diferencia de la precipitación, es un registro con menor variabilidad temporal y espacial, por lo que la estimación de valores (relleno de datos) puede ser llevada a cabo a través de técnicas aritméticas simples. Por ejemplo, si se cuenta con estaciones adyacentes que tengan datos de temperatura consistentes, estos pueden servir de referencia para el relleno de datos en estaciones de la cuenca que se desea estudiar. Sin embargo, debe observarse a priori si es factible utilizar estas estaciones para hacer el relleno de datos, ya que existen condiciones topográficas que pueden hacer variar las mediciones (cambio de la temperatura en función de la altura).

2.8.3 Datos de caudal, registro y consideraciones

Cuando se estudia la cuenca a través de modelos hidrológicos, los datos de entrada son esenciales para generar resultados fiables del caso de estudio (precipitación y temperatura). A partir de ellos se pueden obtener resultados que permiten evaluar el

tránsito del agua desde la atmósfera hasta el suelo, las pérdidas por procesos de evapotranspiración y su posterior salida como caudal de superficie.

Para poder evaluar la capacidad que tiene un modelo hidrológico de simular la realidad, es esencial obtener mediciones de campo que permitan comparar las salidas del modelo con los datos observados. Estos datos son registrados a través de estaciones que se encuentran instaladas en secciones transversales del río. La calidad de los datos está directamente relacionada con la calidad de la estación de muestreo. No es extraño encontrar estaciones que se encuentran en mal estado y que continúan recolectando información de caudales que puede ser utilizada en modelos hidrológicos. Es indudable que parte de la tarea del modelador está en conocer las instalaciones para saber su situación, corroborar su calidad y en caso de que sea necesario, descartarlas del estudio si no cuentan con una infraestructura adecuada que permita un buen registro de datos de aforo.

La forma más sencilla para medir el caudal en un cauce en régimen permanente, es el método de área-velocidad, en el cual el caudal se calcula a partir del área y la velocidad. La medición se realiza subdividiendo la sección transversal del cauce en segmentos (áreas) y midiendo la profundidad y velocidad del agua dentro de cada uno de dichos segmentos (figura 2.26). El caudal total es el resultado de la suma del producto de las áreas parciales de la sección transversal del cauce y las velocidades respectivas. El caudal de una sección transversal de área A puede ser calculado a través de:

$$Q = \int \int V \, dA \quad (2.7)$$

donde la integral puede ser aproximada sumando los caudales incrementales calculados para cada medición en i , $i = 1, 2, \dots, n$, de la velocidad V_i con profundidad d_i (figura 2.26). Las mediciones representan valores medios del ancho Δw_i del cauce. El caudal es calculado mediante la siguiente expresión:

$$Q = \sum_{i=1}^n V_i d_i \Delta w_i \quad (2.8)$$

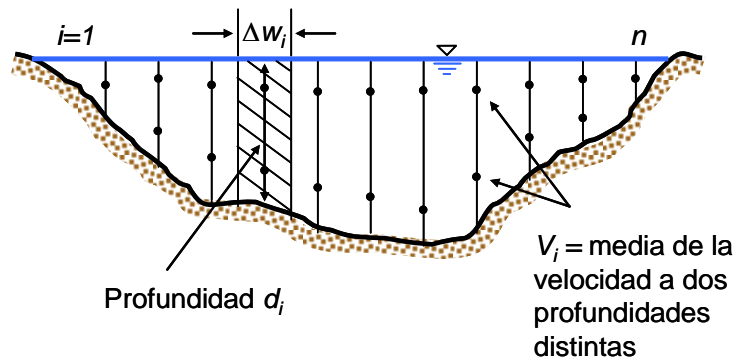


Figura 2.26. Esquema para la medición de caudal en un cauce (área - velocidad).

Como se deduce de la ecuación (2.7) la medición del caudal queda definida por su sección transversal y la velocidad del agua para diferentes segmentos de la sección transversal, por lo que la situación varía cuando la sección es natural o artificial. Hay que indicar que esta técnica sólo es válida para flujos permanentes, pues se tarda del orden de horas en medir el caudal, por lo que si éste cambiara en ese tiempo, el procedimiento indicado no sería válido.

Con el objetivo de simplificar la medición de caudal se utiliza comúnmente el valor de nivel de agua como método indirecto del cálculo del caudal. La obtención de datos de nivel y caudal en un cauce se realiza a través de instalaciones fijas denominadas estaciones de aforo. El elemento principal de la estación es la escala limnimétrica, que mide el nivel de la lámina de agua en cada momento.

Debido a que la magnitud medida en dichas estaciones es el nivel, su caudal correspondiente debe ser un dato calculado a partir de una tabla de gasto, la cual representa la relación biunívoca entre la altura (h) y el caudal (Q) circulante para la misma en una sección determinada.

Curva de gasto

La curva de gasto es la relación existente entre el nivel de la lámina de agua y el caudal (h, Q) circulante para una sección determinada del cauce. Corresponde a una transformación local que sólo puede ser aplicable a los niveles de agua referidos a una escala fija situada en la sección de aforo (figura 2.29). Esto permite conocer el caudal circulante asociado a cada altura (nivel). Las características básicas de una curva de gasto se relacionan con los siguientes aspectos:

- **Biunicidad de la relación altura-caudal (h , Q).** Normalmente las secciones naturales de ríos o canales no mantienen una relación única entre la altura del agua registrada y el caudal para dicha altura. Esto se debe por las distintas condiciones de los flujos que pasan por el cauce, que hacen que la velocidad varíe de unos instantes a otros. Quiere decir que para un nivel de agua equivalente a una altura de escala determinada (h) puede circular un caudal (Q_1) o (Q_2) en función de las variaciones que experimente la velocidad del fluido. Esto puede deberse a diversos factores como la existencia de un obstáculo (vegetación, sedimentos, etc.) situado aguas abajo de la sección de control. Puede generar una subida del nivel del agua y por ende una disminución de la velocidad del flujo aguas arriba.

Cuando el flujo no es permanente, por ejemplo, durante un episodio de lluvia, los niveles de agua son diferentes en la etapa de aumento y descenso del caudal. Cuando empiezan a subir los niveles, el flujo está acelerado y las velocidades son mayores. Por el contrario, cuando los niveles de agua comienzan a descender, hay una desaceleración del flujo, reduciéndose por lo tanto la velocidad. De esta manera la relación nivel-caudal es una curva como la que se observa en la figura 2.27.

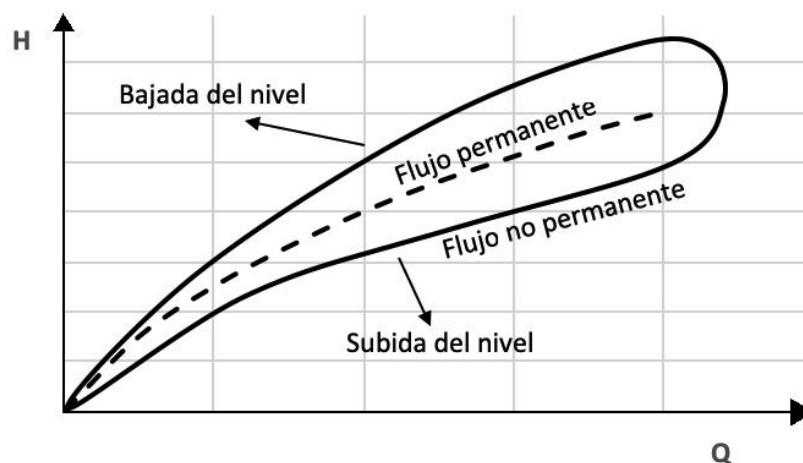


Figura 2.27. Curva de gasto en condiciones de flujo permanente y no permanente.

- **Validez temporal.** De lo comentado en el párrafo anterior se deriva que variaciones en las condiciones del flujo en la sección de medida pueden tener

una incidencia temporal o permanente. Si la incidencia es temporal, los problemas se pueden solucionar con un buen mantenimiento de la sección de aforo. Por otro lado, si la incidencia es permanente, necesariamente la curva de gasto debe ser reemplazada por otra, con una nueva relación altura-caudal. Esto quiere decir que en cauces naturales es imprescindible el control continuo de la curva de gasto para poder garantizar su validez. Este puede ser llevado a cabo realizando aforos adicionales, comparando los nuevos valores con la curva de gasto de la estación.

Debido a la exposición de las estaciones de aforo a diferentes causas de afección, se hace necesario la inspección periódica de las mismas y el seguimiento de los cambios que puedan representar una nueva relación altura-caudal, con el fin de contar con una curva de gasto lo más ajustada a la realidad.

Ajuste de la curva de gasto

El ajuste se realiza mediante los datos medidos en el cauce en momentos diferentes, aforos directos y mediante formulaciones hidráulicas empíricas cuyas constantes se pueden deducir también de los aforos disponibles. En una curva de gasto se distinguen dos partes principales:

- **La parte baja.** Aquí las alturas de la lámina de agua corresponden a niveles habituales de circulación con muchos aforos directos (parejas de puntos h , Q). En esta parte el ajuste es relativamente sencillo apoyándose en dichos puntos y promediando una solución satisfactoria en función de los pesos que se desee otorgar a cada aforo.
- **La parte alta.** Aquí pertenecen los niveles más altos que sólo se registran durante crecidas. Si existe un aforo directo bajo estas condiciones, es de gran utilidad para el ajuste, ya que en la parte alta el ajuste se basa en relaciones empíricas. Esta parte de la curva es más tendida, debido a que las aguas circulan por una sección mucho más ancha. Pequeños incrementos de la altura se corresponden con grandes incrementos del caudal. Por lo general, la parte alta de la curva corresponde a extrapolaciones de la curva que ha sido previamente definida a partir de los aforos con caudales bajos.

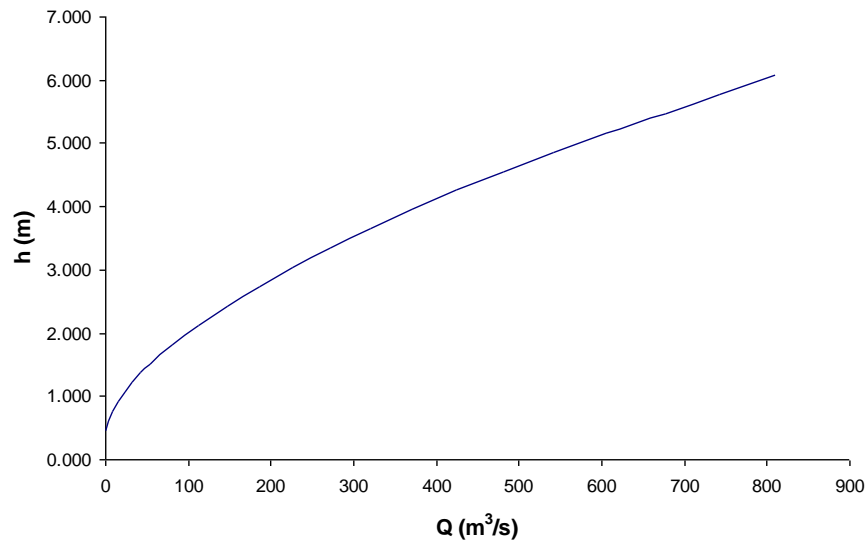


Figura 2.28. Curva de gasto para el río Colorado en Austin, Texas. Válida desde 1974 a 1984 (Fuente: U.S. Geological Survey).

La figura 2.28 muestra el ajuste completo de una curva de gasto para el río Colorado en Austin en el estado de Texas. Este proceso puede ser llevado a cabo usando una técnica mixta basada en aforos directos y formulación hidráulica. Para poder ajustar estadísticamente una curva de gasto es necesario seguir generalmente los siguientes criterios:

- **Criterio estadístico.** Selección de los aforos directos para un período de tiempo. Se ajustan por mínimos cuadrados permitiéndose un peso diferente a cada aforo (por ejemplo, se puede dar más importancia a los aforos altos).
- **Criterio empírico.** La función de ajuste seleccionada se basa en la fórmula del vertedero (un coeficiente multiplica a la altura elevada a otro coeficiente). El coeficiente de desagüe se supone variable con la altura (función polinómica).

$$Q = a (H - H_0)^b \quad (2.9)$$

donde:

Q = gasto (m^3/s)

H = elevación del nivel del agua (m)

H_0 = elevación correspondiente al gasto nulo (m)

a, b = parámetros de ajuste

- La gráfica de la curva de gasto se obtiene con unos límites de error, es decir, se define una zona probable. Asimismo, se pueden realizar extrapolaciones.

Es importante mencionar que para poder trazar la curva de caudal es necesario tomar mediciones a diferentes niveles de caudal, con inclusión de caudales poco frecuentes que producen inundaciones. Resulta evidente que todos estos procedimientos resultan difíciles y pueden requerir mucho tiempo, ya sea por la ubicación de la estación o acceso, por lo que es preferible utilizar algún tipo de vertedero o aforador que no necesite ser calibrado constantemente (Hudson, 1993).

Si la medición de caudales se realiza en estaciones de aforo bien definidas donde el agua fluye sobre una estructura bien mantenida, el error de la estimación del caudal nunca será mejor que un 5%. Por el contrario, en ausencia de una estructura definida, o bien si la estructura ha sido sobrepasada por caudales altos, el error de estimación puede ser mucho peor que un 5% (Beven, 1996). La medición de caudales en cauces naturales nunca será exacta debido a las irregularidades y cambios del cauce. Se pueden obtener cálculos más confiables cuando el flujo pasa a través de una sección artificial que evita dichos problemas. Esto consiste básicamente en alisar el fondo y recubrir los costados para evitar cambios en la sección.

Un vertedero o aforador estándar se construye e instala siguiendo especificaciones bien definidas. Normalmente, se emplean secciones de control hidráulico del flujo, que suponen una relación biunívoca calado/caudal, como vertederos, caídas libres, aforadores de resalto, etc.

La mayor parte de los vertederos están concebidos para una descarga libre sobre la sección de control, con el fin de que el caudal sea proporcional a la profundidad de la corriente en el vertedero. Sin embargo, algunos vertederos pueden funcionar en una situación denominada sumergida o ahogada, en la que el nivel aguas abajo interfiere con la corriente sobre el vertedero.

La descarga sobre un vertedero rectangular, en condiciones de vertido libre puede obtenerse mediante la siguiente fórmula:

$$Q = Cd B h^{3/2} \quad (2.10)$$

donde:

Q = descarga (m^3/s)

Cd = coeficiente de desagüe

B = ancho del aliviadero (m)

h = carga total sobre la cresta (m)

Existen dos tipos principales de vertederos, los de pared delgada y los de pared gruesa, y dentro de los de pared delgada se encuentra el vertedero triangular y el rectangular. A continuación, se muestra una figura con distintos esquemas para diversos tipos de vertederos (figura 2.29).

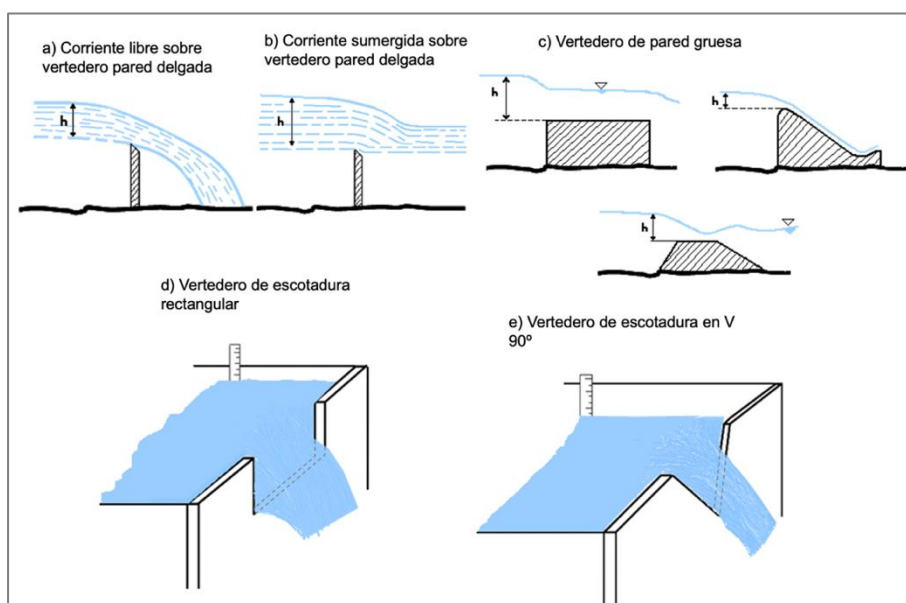


Figura 2.29. Tipos de vertederos para el registro del caudal (Fuente: Hudson, 1993).

El cálculo del caudal depende principalmente del tipo de estructura, sus dimensiones y un coeficiente de desagüe (Cd) que corresponde a la relación entre el caudal real y el caudal teórico que pasa sobre la estructura. El coeficiente es adimensional y depende directamente del flujo y la velocidad del fluido. Este coeficiente varía en función del tipo de fluido y el tipo de sección de control.

Muchas veces la construcción de estructuras en el cauce del río, ya sean pequeñas represas o azudes, que tengan como utilidad, por ejemplo, acumular agua, derivar agua

hacia canales laterales o simplemente como atenuadores de caudal, pueden servir como estaciones de aforo. Esto conlleva restricciones o recomendaciones que son fundamentales en términos estructurales. Quiere decir que la construcción y ubicación de estaciones de aforo debe responder a ciertas cualidades que aseguren que la medición del caudal sea de buena calidad. En la actualidad se proponen algunas normas estandarizadas que deben ser respetadas de manera de poder obtener un registro adecuado de los niveles (caudales).

De acuerdo al *Bureau of Reclamation* del *U.S. Department of the Interior*, en su *Water Measurement Manual* (Manual de medición del agua), las estaciones de control de caudal deben ser calibradas tomando en consideración las condiciones en las cuales el flujo llega a la estación. Condiciones deficientes del flujo (presencia de pilas de puentes o curvas en el cauce) aguas arriba de la estación de aforo pueden causar errores en la medición. Por lo general, el flujo de caudal que llega a la estación debe tener un régimen sub-crítico (flujo tranquilo). Un flujo tranquilo se define como aquel que está plenamente desarrollado a lo largo de su tramo y presenta un número de Froude menor que 1. Es aconsejable que el tramo de aproximación tenga una pendiente baja, no presente curvas cerradas ni olas. Flujos en lámina libre necesitan aproximaciones que sean 40 veces el radio hidráulico del canal en condiciones rectas y sin obstrucciones.

Un buen ejemplo de criterios prácticos para la aproximación del flujo es el presentado por Bos (1989):

- Si el ancho de la sección de control es 50% mayor al ancho del canal de aproximación, entonces se requieren 10 anchos promedios del flujo en línea recta y sin obstrucciones.
- Si el ancho de la sección de control es 50% menor al ancho del canal de aproximación, entonces se requieren 20 anchos promedios del flujo en línea recta y sin obstrucciones.
- Si el flujo aguas arriba es supercrítico, se debe instalar una estructura para producir un resalto. En este caso, la distancia entre el resalto y la estructura de control debe ser 30 veces la altura del agua sobre la estructura.

- Si se utilizan reguladores para suavizar el flujo de aproximación, la distancia entre la estructura de control y los reguladores debe ser 10 veces la altura del agua sobre la estructura.

Desviaciones en el canal, distribuciones verticales del flujo, remolinos o corrientes locales pueden ser la causa de registros erróneos de caudal. Errores del 20 % son comunes y sin embargo, errores de 50% o más pueden deberse a condiciones deficientes de aproximación del flujo. La presencia de arena o grava, vegetación en el cauce u obstrucciones causadas por escolleras mal ubicadas en los márgenes a lo largo del cauce o en la misma zona del flujo, pueden causar condiciones asimétricas del flujo de aproximación. La distancia inadecuada aguas abajo de una caída o compuertas laterales pueden concentrar el flujo localmente y causar errores en la medición. Curvas o ángulos en el canal justo aguas arriba de la estación de control, o una expansión brusca de la sección de control con respecto al canal, pueden generar flujos secundarios o remolinos considerables que tienden a concentrar el flujo en una parte de la sección transversal. La figura 2.30 muestra una deficiente distribución del flujo justo aguas arriba de la sección de control.



Figura 2.30. Ejemplo de una aproximación deficiente del flujo en una sección de control (Fuente: U.S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation, 1997).

El “*Manual on Stream Gauging*” desarrollado por WMO² también aconseja algunas normas a seguir para la instalación de secciones de control de caudal. A continuación, se mencionan las más importantes.

² World Meteorological Organization

- El curso general del tramo debe ser recto, por lo menos 10 veces más que el ancho, aguas arriba y aguas abajo de la estación de control (canal de control). Si la zona de medida es una sección de control, las condiciones aguas abajo deben ser de tal manera que la sección de control no esté bajo el agua. El agua que llega a la sección de control debe tener una velocidad baja.
- La totalidad del flujo es confinada en un solo canal sin zonas de flujo superficial lateral.
- El fondo del lecho no debe ser susceptible a acumulaciones ni a la proliferación de vegetación acuática.
- Presencia de afloramientos rocosos naturales inalterados para flujos bajos y constricciones de canal para flujos altos, o también cascadas o caídas de agua no sumergidas en cada sector. Si no existen este tipo de controles naturales, se deben instalar estructuras artificiales como aliviaderos o canales.
- La ubicación del aforo debe estar suficientemente alejado aguas arriba de la confluencia de otro cauce o de la influencia de mareas, de manera de evitar cualquier tipo de influencia de éstos en la medición.
- La estación debe tener buena accesibilidad para realizar las tareas de instalación y mantenimiento adecuadas.
- Debe estar dentro de un rango de alcance adecuado para un sistema de telemetría.
- Deben existir buenas condiciones para el cálculo del caudal a cualquier nivel.
- La caseta de medición: la instrumentación debe estar por encima del nivel de inundación. Los sensores deben ser capaces de medir durante inundaciones y sequías.



Figura 2.31. Estaciones de aforo en cauces naturales.

2.9 Evaluación estadística de la eficiencia de un modelo hidrológico

Para realizar una completa evaluación del modelo se requiere un examen científico y operacional (Willmott et al., 1985). El componente operacional de la evaluación de un modelo es la evaluación de la exactitud y la precisión. La exactitud se refiere a cuando los valores del modelo predictor se acercan al set de datos observados y medidos. Por otro lado, exactitud se refiere a cómo los valores predictivos del modelo se aproximan a una función lineal de los datos observados. De esta manera el componente científico de la evaluación del modelo es la evaluación de la consistencia entre los resultados predichos por el modelo y la teoría científica prevalente (Willmott et al., 1985).

El rango de valores sobre los cuales la exactitud varía es lo que se conoce como intervalo de confianza. La magnitud de este valor es una medida de fiabilidad. La probabilidad de que un intervalo de confianza sea menor o mayor que algún valor es lo que se llama el test de significancia. Procedimientos paramétricos estadísticos y no estadísticos están disponibles para test de significancias (Willmott et al., 1985).

Una forma de evaluar el comportamiento del modelo es a través del uso de test estadísticos a fin de comparar datos medidos con datos simulados. El comportamiento

del modelo es aceptable si no es posible rechazar la hipótesis de que no hay diferencia entre los datos observados y simulados. Existen dos tipos de error posibles usando un test estadístico a un nivel de confianza dado. El error del tipo I es un riesgo para el modelador y corresponde a rechazar la hipótesis verdadera. El error de tipo II es un riesgo para el usuario del modelo y corresponde a aceptar la hipótesis falsa (Loague y Green, 1990).

El análisis de los errores residuales, la diferencia entre los datos observados y los valores predichos pueden también ser usados para evaluar el comportamiento del modelo caracterizando, por ejemplo, la sobre o subestimación de los valores. Algunos de las metodologías utilizadas en este trabajo para evaluar el comportamiento del modelo hidrológico se presentan a continuación:

- Media de los errores al cuadrado (*RMSE*)

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (P_i - O_i)^2}{n}} \quad (2.11)$$

- Coeficiente de determinación (*CD*)

$$CD = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O}_i)^2} \quad (2.12)$$

donde:

O_i = valores observados

P_i = valores simulados

\bar{O}_i = media de los valores observados

n = tamaño de la muestra

- Coeficiente de eficiencia del modelo Nash – Sutcliffe (*NSE*)

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_m^t - Q_o^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_o^t - \bar{Q}_o)^2} \quad (2.13)$$

donde:

Q_m = caudal observado

Q_o^t = caudal observado en el tiempo t

\bar{Q}_o = media del caudal observado

Los valores del NSE pueden estar entre $-\infty$ y 1, siendo 1 la máxima eficiencia del modelo, es decir, los datos simulados son idénticos a los observados. Una eficiencia igual a cero indica que las predicciones del modelo son tan precisas como el cálculo de la media de los datos observados. Si el valor es menor que cero quiere decir que la media del modelo es un mejor predictor que el modelo (Nash y Sutcliffe, 1970).

El NSE es sensible a valores extremos por lo cual el cálculo del coeficiente puede arrojar resultados no óptimos. Esto es debido a la presencia de valores *outliers* en las series de datos (Legates y McCabe, 1999). Para evitar este tipo de problemas una versión modificada del NSE ha sido propuesta donde la suma de los cuadrados, tanto en el numerador como en el denominador, son elevados a 1 en vez de 2. La modificación aplicada al NSE reemplaza elevar la diferencia al cuadrado por la diferencia en valores absolutos. El nuevo NSE_1 queda de la siguiente manera:

$$NSE_1 = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T |Q_m^t - Q_o^t|}{\sum_{t=1}^T |Q_o^t - \bar{Q}_o|} \quad (2.14)$$

Para el caso del coeficiente de determinación CD un valor cercano a uno indicaría que los datos simulados son muy cercanos a los datos observados. Por el contrario, si el valor se acerca a cero, los datos simulados no tendrían ninguna relación con los datos observados y sería un indicador de que el modelo no es capaz de simular la realidad.

El $RMSE$ por otro lado mide la cantidad de error que existe entre dos series de datos (simulados y observados) y por lo tanto al ser un error, mientras más bajo o cercano a cero es, menor es el error de la estimación.

Con respecto al NSE , como sucede con el CD , valores cercanos a uno indicarían una alta capacidad del modelo de predecir la realidad a través de los valores simulados.

Durante el proceso de calibración del modelo hidrológico se aplicarán los estadísticos mencionados en los párrafos anteriores para determinar la eficiencia del modelo hidrológico construido tanto para la cuenca de la Tordera, como la cuenca del Fluvià.

Si bien es cierto que dicho análisis proporcionará una evaluación concreta de la eficiencia del modelo para entregar series de datos simuladas muy parecida a la observada, tampoco se debe perder de vista que también se busca obtener valores totales de aportación simulados (volúmenes) similares a los observados. Por lo tanto, este indicador también será de alto valor ya que en esta tesis se hacen evaluaciones a largo plazo de las aportaciones a nivel de cuenca. Encontrar buenos valores volumétricos (errores bajos de estimación de los valores simulados) durante el proceso de ajuste, calibración y validación del modelo hidrológico, tendrá tanto valor o más, que el análisis estadístico de la eficiencia del modelo.

2.10 Consideraciones en la selección de un modelo hidrológico

La complejidad de describir el sistema hidrológico es alta, debido al gran número de procesos y variables que intervienen. El modelo debe ser capaz de describir procesos que se producen en el ciclo a corto y largo plazo, es decir, la descripción del agua superficial debe ir acompañada de una descripción fiable y detallada del agua subterránea. Por un lado, la respuesta en superficie corresponde a un comportamiento más bien lineal e inmediato, es decir cuando se produce un evento de lluvia, existe una respuesta inmediata en la cuenca que genera escorrentía en superficie. Por otro lado, la respuesta del agua subterránea no es ni directa ni lineal, es decir, la generación de caudal base no es inmediata al evento de precipitación. De ahí que la descripción de los procesos subterráneos debe ser abordada a partir de ecuaciones y relaciones de balance hídrico sustentadas sobre parámetros físicos que sean capaces de describir la física del fenómeno. Estos procesos se basan principalmente en el movimiento y almacenamiento de agua que logra llegar a la matriz del suelo. A partir de ahí, se describe el tiempo que es capaz de permanecer en la matriz y las tasas de salida de ésta ya sea como agua de evapotranspiración o agua hacia el caudal base, que posteriormente junto a la escorrentía superficial formarán el caudal total de la cuenca.

De lo anterior se deduce que el modelo debe ser un ente complejo, cargado de parámetros físicos que permitan realizar una descripción fiable del sistema para así

poder calcular una aportación final. Sin embargo, esto puede muchas veces transformarse más en una dificultad que una facilidad. La experiencia hidrológica dice que los resultados de un modelo hidrológico no siempre dependen de la complejidad de éste. Es decir, trabajar con un modelo de pérdidas altamente detallado puede añadir una complejidad extra al proceso de ajuste, ya que, en la mayoría de los casos, existe un desconocimiento o ausencia de datos que describen los distintos procesos que se producen en un sistema hidrológico. Adicionalmente, el sistema hidrológico en sí se compone de diferentes situaciones y una alta complejidad que es imposible sea descrita al 100% por cualquier modelo hidrológico. Por ejemplo, los procesos de infiltración, percolación o almacenamiento de un suelo pueden variar de un lugar a otro en una misma subcuenca.

El modelo hidrológico debe ser efectivo y eficaz trabajando con variables medias que definen las características de un área más extensa (por ejemplo: una subcuenca). Debe ser capaz de agrupar procesos que describan de manera precisa la respuesta hidrológica de una cuenca en su conjunto. Esta respuesta debe poder ser definida a través de parámetros medios (pero con sentido físico) que definen procesos que poseen una alta complejidad.

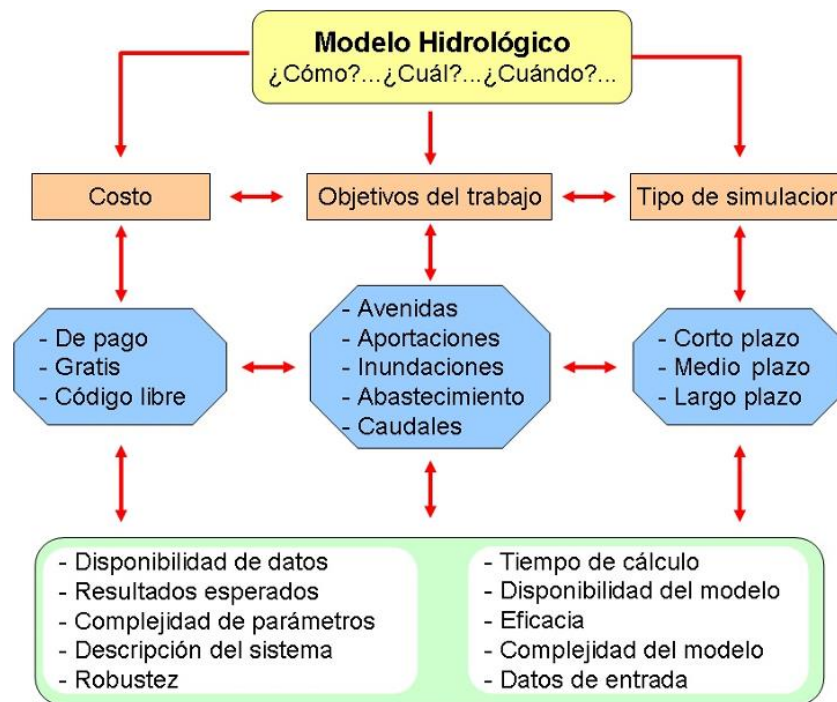


Figura 2.32. Consideraciones a tomar en cuenta en la selección de un modelo hidrológico.

A partir de lo anterior se topa con la compleja tarea de seleccionar un modelo que cumpla con las diferentes características que se han definido en los párrafos anteriores. La figura 2.32 muestra un esquema explicativo de las diferentes consideraciones que pueden ser tomadas en cuenta cuando se elige el modelo de pérdidas.

Cuando el hidrólogo se enfrenta a la tarea de seleccionar un modelo hidrológico, las preguntas que deben ser contestadas son múltiples. La buena selección depende de distintos factores entre los que se destacan el objetivo del trabajo, el costo y el tipo de simulación. Para cada uno de estos puntos existen consideraciones que deben ser conocidas y también explicadas.

La figura 2.32 propone un razonamiento a seguir para la selección de un modelo hidrológico. Por ejemplo, si hablamos del objetivo del trabajo, el modelo debe cumplir con los requisitos por los cuales se quiere utilizar. No es lo mismo construir un modelo para simular avenidas que aportaciones a largo plazo. En el primero prácticamente se descarta analizar los fenómenos de agua subterránea, ya que solo se busca conocer la situación en superficie.

Aun cuando se sepa qué modelo utilizar, ya que se conoce el tipo de problema a estudiar, se pueden encontrar complicaciones que derivan de la disponibilidad y calidad de los datos de entrada. Esto puede generar finalmente que los resultados esperados no tengan la consistencia y calidad esperadas. Es así como el flujo descrito está relacionado entre sí. Por lo tanto, debe ser considerado en conjunto y de manera integrada para hacer una correcta selección del modelo.

Si adicionalmente tomamos el costo del modelo como otra variable dentro de la selección, el problema se torna aún más complejo. En la actualidad existe una amplia gama de modelos de pago que ofrecen capacidades de cálculo avanzadas (*MIKE-SHE*, *RIBASIM*, etc.). Al mismo tiempo existen códigos abiertos y modelos de uso gratuito que también aportan soluciones a la modelación hidrológica (*HEC-HMS*, *SWAT*, *SIMPA*, etc.). La selección en función de estas variables también genera debate. La experiencia dice que tanto modelos de pago como gratuitos ofrecen capacidades de cálculo adecuadas para alcanzar objetivos específicos en el campo de la hidrología y por lo tanto, su selección dependerá exclusivamente del hidrólogo.

En términos de calidad del modelo, la mayoría de las veces se deberían cumplir un mínimo de características que tienen relación con la robustez, disponibilidad, eficacia y complejidad del modelo (la selección del modelo también depende de estos factores). Adicionalmente no se debe definir la calidad de un modelo por su costo, sino más bien por los procesos y las rutinas de cálculo que se incluyen en su desarrollo. La calidad de éstas definirá si el modelo se ajusta a los objetivos de uso, sin importar su costo. Hoy en día se pueden encontrar modelos hidrológicos gratuitos tan detallados y precisos como los modelos hidrológicos de pago. El mayor coste de cualquier estudio está asociado a la recolección de datos, tanto económico como en tiempo.

El tipo de simulación definirá también el modelo a elegir. Por consiguiente, simulaciones a medio o largo plazo, requerirán modelos distintos que para simulaciones a corto plazo. La selección del plazo de trabajo repercutirá directamente en el número de datos de entrada y los parámetros que definen el modelo. Por lo general modelos a corto plazo necesitan un número de parámetros más reducido que los modelos a largo plazo, en los cuales las descripciones son más extensas y detalladas.

2.11 Referencias

Abbott, M. B., Bathurst, J. C., Cunge, J. A., O'Connell, P. E., & Rasmussen, J. (1986). An introduction to the European Hydrological System - Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87(1–2), 45–59. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(86\)90114-9](https://doi.org/10.1016/0022-1694(86)90114-9).

Abramowitz, G., Gupta, H., Pitman, A., Wang, Y., Leuning, R., Cleugh, H., & Hsu, K. L. (2006). Neural Error Regression Diagnosis (NERD): A tool for model bias identification and prognostic data assimilation. *Journal of Hydrometeorology*, 7(1), 160–177. <https://doi.org/10.1175/JHM479.1>

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements. In FAO Irrigation & drainage Paper 56. FAO, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma.

Alley, W. M., Reilly, T. E., & Franke, O. L. (1999). Sustainability of ground-water resources (Vol. 1186). US Department of the Interior, US Geological Survey.

Arain, M. A., Black, T. A., Barr, A. G., Griffis, T. J., Morgenstern, K., & Nesic, Z. (2003). Year-round observations of the energy and water vapour fluxes above a boreal black spruce forest. *Hydrological Processes*, 17(18), 3581–3600. <https://doi.org/10.1002/hyp.1348>.

Arnell, N. W. (1999). A simple water balance model for the simulation of streamflow over a large geographic domain. *Journal of Hydrology*, 217(3–4), 314–335. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00023-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00023-2).

Assouline, S., Selker, J. S., & Parlange, J. Y. (2007). A simple accurate method to predict time of ponding under variable intensity rainfall. *Water Resources Research*, 43(3). <https://doi.org/10.1029/2006WR005138>.

Bennett, T. H. (1998). Development and application of a continuous soil moisture accounting algorithm for the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEC-HMS). University of California, Davis.

Beven K. J. (2002). *Rainfall – Runoff modelling. The Primer*, 2nd ed. John Wiley & Sons Ltd, The Atrium, Southern Gate, Chichester West Sussex PO19 8SQ, England. Chapter 1, pp. 1 – 22.

Beven, K. J. (1996). A discussion of distributed modelling, en Refsgaard, J. C. y M B Abbott (eds.), *Distributed Hydrological Modelling*. Dordrecht: Kluwer Academic. 48.

Birkinshaw, S. J., & Ewen, J. (2000). Nitrogen transformation component for SHETRAN catchment nitrate transport modelling. *Journal of Hydrology*, 230(1–2), 1–17. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(00\)00174-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(00)00174-8).

Birkinshaw, S. J., & Bathurst, J. C. (2006). Model study of the relationship between sediment yield and river basin area. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31(6), 750–761. <https://doi.org/10.1002/esp.1291>.

Birkinshaw, S. J. (2008). Physically-based modelling of double-peak discharge responses at Slapton Wood catchment. *Hydrological Processes*, 22(10), 1419–1430. <https://doi.org/10.1002/hyp.6694>.

Black, P. E. (1972). Hydrograph responses to geomorphic model watershed characteristics and precipitation variables. *Journal of Hydrology*, 17(4), 309–329. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(72\)90090-X](https://doi.org/10.1016/0022-1694(72)90090-X).

Bos, M. G. (1989). Discharge measurement structures. ILRI Publication 20. International Institute for Land Reclamation and Improvement, The Netherlands.

Burnash, R. J. C., Ferral, R. L., & McGuire, R. A. (1973). A generalized streamflow simulation system: Conceptual modeling for digital computers. *NOAA Technical Report* (p. 204). Sacramento, CA: Joint Federal-State River Forecast Center.

Burnash, R. J. C., & Singh, V. P. (1995). The NWS River Forecast System - Catchment Modeling (pp. 311–366).

Chang, C. L. (2007). Influence of moving rainstorms on watershed responses. *Environmental Engineering Science*, 24(10), 1353–1360. <https://doi.org/10.1089/ees.2006.0220>.

Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). Applied hydrology McGraw-Hill International editions. New York, USA.

Daly, E., & Porporato, A. (2006). Impact of hydroclimatic fluctuations on the soil water balance. *Water Resources Research*, 42(6). <https://doi.org/10.1029/2005WR004606>.

Dávila, V., Orozco, I., y Francés, F. (2009). Aplicación del modelo hidrológico TETIS dentro del proyecto de intercomparación de modelos distribuidos para la predicción de crecidas. Jornadas de Ingeniería de Agua 2009, Madrid 27-28/10/2009.

Dávila, M. (2011). Modelación distribuida con TETIS dentro del marco del proyecto comparación de modelos distribuidos del NWS de EEUU aplicado en la Región de Oklahoma. Trabajo Fin de Master. Universidad Politécnica de Valencia, 149.

De Lima, J. L. M. P., & Singh, V. P. (2003). Laboratory experiments on the influence of storm movement on overland flow. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28(6–7), 277–282. [https://doi.org/10.1016/S1474-7065\(03\)00038-X](https://doi.org/10.1016/S1474-7065(03)00038-X).

De Lima, J., Tavares, P., Singh, V. P., & de Lima, M. I. P. (2009). Investigating the nonlinear response of soil loss to storm direction using a circular soil flume. *Geoderma*, Volume 152, Issues 1–2, 2009, Pages 9-15, ISSN 0016-7061, <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2009.05.004>.

Donigian, A.S. Jr., Imhoff, J.C., 2002. From the Stanford Model to BASINS: 40 Years of Watershed Modeling. ASCE Task Committee on Evolution of Hydrologic Methods Through Computers. ASCE 150th November 3-7, 2002. Washington, DC. Anniversary Celebration.

Dunne, T. (1983). Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *Journal of Hydrology*, 65(1–3), 25–48. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(83\)90209-3](https://doi.org/10.1016/0022-1694(83)90209-3).

Estrela Monreal, T., & Quintas Ripoll, L. (1996). El sistema integrado de modelización Precipitación-Aportación SIMPA. *Revista Digital Del Cedex*, (104), 43. Recuperado a partir de <http://ingenieriacivil.cedex.es/index.php/ingenieria-civil/article/view/1153>.

Hudson, N. (1993). Field measurement of soil erosion and runoff (Vol. 68). Food & Agriculture Org.

Fleming, M., & Neary, V. (2004). Continuous hydrologic modeling study with the hydrologic modeling system. *Journal of Hydrologic Engineering*, 9(3), 175–183.

Foroud, N., Broughton, R. S., & Austin, G. L. (1984). The effects of a moving rainstorm on direct runoff properties. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, 20(1), 87–91.

Francés, F., Vélez, J. I., & Vélez, J. J. (2007). Split-parameter structure for the automatic calibration of distributed hydrological models. *Journal of Hydrology*, 332(1–2), 226–240. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.06.032>.

Freeze, A. R., and Cherry, J. A. (1979). Groundwater. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, NJ.

Hillel, D. (1980). Fundamentals of soil physics. Academic Press, New York. *Fundamentals of Soil Physics*. Academic Press, New York.

Krupnick, A., Morgenstern, R., Batz, M. B., Nelson, P., Burtraw, D., Shih, J.-S., & McWilliams, M. (2006). Not a sure thing: Making regulatory choices under uncertainty. February. <http://www.rff.org/news/features/pages/not-a-sure-thing.aspx>.

Legates, D. R., & McCabe, G. J. (1999). Evaluating the use of “goodness-of-fit” measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. *Water Resources Research*, 35(1), 233–241. <https://doi.org/10.1029/1998WR900018>.

Leigh Jr, E. G. (1975). Structure and climate in tropical rain forest. *Annual Review of Ecology and Systematics*, 6(1), 67–86.

Lenntech. (2012). Water Treatment Solutions. The Netherlands. <http://www.lenntech.com/>.

Liu, Y., & Gupta, H. V. (2007). Uncertainty in hydrologic modeling: Toward an integrated data assimilation framework. *Water Resources Research*, 43(7), 1–18. <https://doi.org/10.1029/2006WR005756>.

Loague K., & Green R.E. (1990) Criteria for Evaluating Pesticide Leaching Models. In: Roth K., Jury W.A., Flühler H., Parker J.C. (eds) Field-Scale Water and Solute Flux in Soils. Monte Verità (Proceedings of the Centro Stefano Franscini Ascona). Birkhäuser Basel. https://doi.org/10.1007/978-3-0348-9264-3_19.

Loescher, H. W. (2002). Ecosystem-level responses of carbon and energy from a tropical wet forest in Costa Rica (Doctoral dissertation, University of Florida).

MAGRAMA, (2013). Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente, Confederación Hidrográfica del Cantábrico. Plan Hidrológico – Demarcación Hidrográfica del Cantábrico Occidental. Apéndice II.1. Descripción del Modelo Utilizado, p. 16.

Martínez, V. (1999). Simulación y comprobación experimental de la escorrentía superficial en pequeñas cuencas no aforadas mediante modelos distribuidos implementados sobre SIG. Tesis Doctoral. Escuela Técnica Superior de Ingenieros Agrónomos, Madrid, España, p. 442.

Mays L. W. (2012). Ground and Surface Water Hydrology. John Wiley & Sons, Inc. United States of America, p. 617.

Mendoza, Manuel, Bocco, Gerardo, López Granados, Erna, & Bravo, Miguel. (2002). Implicaciones hidrológicas del cambio de la cobertura vegetal y uso del suelo: una propuesta de análisis espacial a nivel regional en la cuenca cerrada del lago de Cuitzeo, Michoacán. *Investigaciones geográficas*, (49), 92-117.

Monteith, J. L. (1965). Evaporation and environment: the state and movement of water in living organisms. *Symposia of the Society for Experimental Biology*, 19, 205–234.

Morgan, M. G., Henrion, M., and Small, M. (1990). Uncertainty: A Guide to Dealing with Uncertainty in Quantitative Risk and Policy Analysis, Cambridge University Press, New York.

Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282–290.

Neuman, S. (2003). Maximum likelihood Bayesian averaging of uncertain model predictions. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment* 17, 291–305. <https://doi.org/10.1007/s00477-003-0151-7>.

Nunes, J. P., de Lima, J. L. M. P., Singh, V. P., de Lima, M. I. P., & Vieira, G. N. (2006). Numerical modeling of surface runoff and erosion due to moving rainstorms at the drainage basin scale. *Journal of Hydrology*, 330(3–4), 709–720. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.04.037>.

Ponce, V. M. (1989). Engineering hydrology: Principles and practices (Vol. 640). Prentice Hall Englewood Cliffs, NJ.

Priestley, C. H. B., & Taylor, R. J. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), 81–92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:otaosh>2.3.co;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:otaosh>2.3.co;2).

Ran, Q., Su, D., Li, P., & He, Z. (2012). Experimental study of the impact of rainfall characteristics on runoff generation and soil erosion. *Journal of Hydrology*, 424, 99–111. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2011.12.035>.

Quan, N. H. (2006). Rainfall-runoff modeling in the ungauged Can Le catchment, Saigon river basin. MSc Thesis. International Institute for Geo-Information science and Earth Observation Enschede, The Netherlands, p. 92.

Refsgaard, J. C. (1997). Model and Data Requirements for Simulation of Runoff and Land Surface Processes. In S. Sorooshian, H. V Gupta, & J. C. Rodda (Eds.), *Land Surface Processes in Hydrology* (pp. 423–452). Springer Berlin Heidelberg.

Rientjes, T. H. M. (2004). Inverse modelling of rainfall – runoff relation. A multi objective model calibration approach. PhD Thesis, Delft University, 369 pp.

Rodda, J. C., & Smith, S. W. (1986). The significance of the systematic error in rainfall measurement for assessing wet deposition. *Atmospheric Environment*, 20(5), 1059–1064. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0004-6981\(86\)90293-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0004-6981(86)90293-3).

Roy, D., Begam, S., Ghosh, S., & Jana, S. (2013). Calibration and validation of HEC-HMS model for a river basin in eastern India. *ARPJ Journal of Engineering and Applied Sciences*, 8(1), 40–56.

Ruiz García, J. M. (1998). Desarrollo de un Modelo Hidrológico Distribuido de Simulación Continua Integrado con un Sistema de Información Geográfica. Tesis doctoral. Universidad Politécnica de Valencia.

Rutter, A. J., Kershaw, K. A., Robins, P. C., & Morton, A. J. (1971). A predictive model of rainfall interception in forests, 1. Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine. *Agricultural Meteorology*, 9, 367–384. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0002-1571\(71\)90034-3](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0002-1571(71)90034-3).

Singh, V. P. (1997). Effect of spatial and temporal variability in rainfall and watershed characteristics on stream flow hydrograph. *Hydrological Processes*, 11(12), 1649–1669. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1099-1085\(19971015\)11:12<1649::AID-HYP495>3.0.CO;2-1](https://doi.org/10.1002/(SICI)1099-1085(19971015)11:12<1649::AID-HYP495>3.0.CO;2-1).

Singh, V. P., & Woolhiser, D. A. (2003). Mathematical Modeling of Watershed Hydrology. In *Perspectives in Civil Engineering: Commemorating the 150th Anniversary of the American Society of Civil Engineers* (pp. 345–367). [https://doi.org/10.1061/\(asce\)1084-0699\(2002\)7:4\(270\)](https://doi.org/10.1061/(asce)1084-0699(2002)7:4(270)).

Singh, V. P. (2005). Effects of storm direction and duration on infiltrating planar flow with partial coverage. *Hydrological Processes*, 19(4), 969–992. <https://doi.org/10.1002/hyp.5554>.

Slatyer, R. O., and McIlroy, I. C. (1961). *Practical Micro-climatology*, Paris.

Smith M. B., Koren, V. I., Wells, E., Wang, D. and Zhang, Z. (2000). Hydrologic Research Lab. Office of Hydrology, NOAA/NWS Silver Spring, Maryland.

Thornthwaite, C. W. (1948). An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, 38(1), 55. <https://doi.org/10.2307/210739>.

Vélez, J. I. (2001). Desarrollo de un modelo hidrológico conceptual y distribuido orientado a la simulación de las crecidas. Tesis Doctoral. Departamento de Ingeniería Hidráulica y Medio Ambiente. Universidad Politécnica de Valencia.

Vélez, J. I., Vélez, J. J., & Francés, F. (2002). Modelo distribuido para la simulación hidrológica de crecidas en grandes cuencas. En congreso: XX Congreso Latinoamericano de Hidráulica. La Habana, Cuba. Octubre.

Venneker, R. G., & Bruijnzeel, L. A. (1997). The IHE-VUA Cathment Research and Modelling Inifiative (CRMI). The IHE-VUA Catchment Research and Modelling Initiative CRMI-RN-001. IHHHEE, Delft, Vrije Universiteit Amsterdam, The Netherlands.

Vrugt, J. A., Gupta, H. V., Dekker, S. C., Sorooshian, S., Wagener, T., & Bouten, W. (2006). Application of stochastic parameter optimization to the Sacramento Soil

Moisture Accounting model. *Journal of Hydrology*, 325(1–4), 288–307. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2005.10.041>.

Wagener, T., & Gupta, H. V. (2005). Model identification for hydrological forecasting under uncertainty. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 19(6), 378–387. <https://doi.org/10.1007/s00477-005-0006-5>.

Water Measurement Manual. (1997). A Water Resource Technical Publication. United States Department of the Interior, Bureau of Reclamation. USDA.

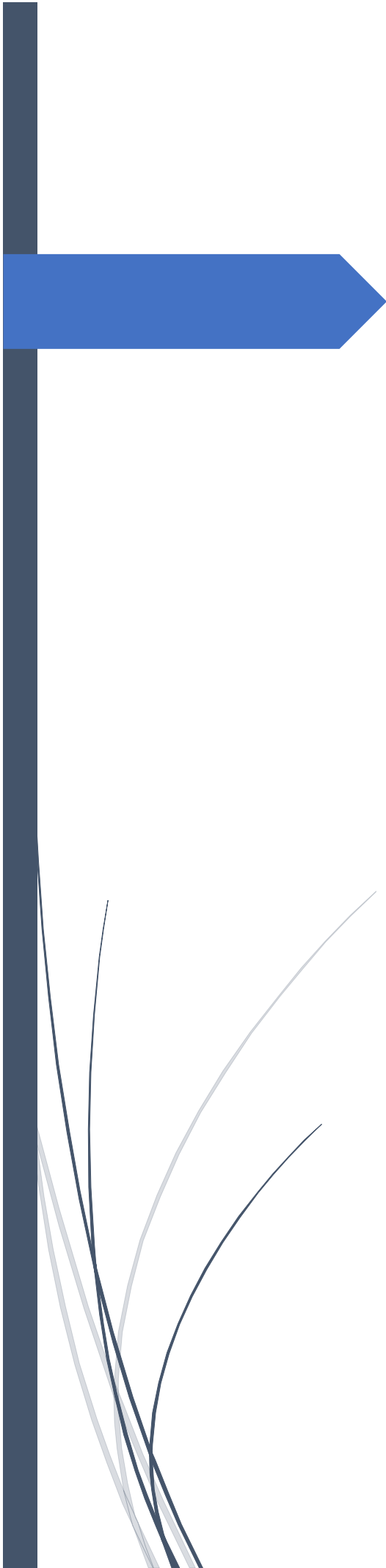
Willmott, C. J., Ackleson, S. G., Davis, R. E., Feddema, J. J., Klink, K. M., Legates, D. R., O'Donnell, J., & Rowe, C. M. (1985). Statistics for the evaluation and comparison of models. *Journal of Geophysical Research*, 90(C5), 8995. <https://doi.org/10.1029/jc090ic05p08995>.

Woods, R., & Sivapalan, M. (1999). A synthesis of space-time variability in storm response: Rainfall, runoff generation, and routing. *Water Resources Research*, 35(8), 2469–2485.

Xuefeng, C., & Alan, S. (2009). Event and Continuous Hydrologic Modeling with HEC-HMS. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 135(1), 119–124. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2009\)135:1\(119\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2009)135:1(119)).

Yen, B. C., & Chow, V. Te. (1969). A laboratory study of surface runoff due to moving rainstorms. *Water Resources Research*, 5(5), 989–1006. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/WR005i005p00989>.

Yu, C., Kamboj, S., Wang, C., & Cheng, J. J. (2015). Data collection handbook to support modeling impacts of radioactive material in soil and building structures (No. ANL/EVS/TM-14/4). Argonne National Lab. (ANL), Argonne, IL (United States).



CAPITULO 3. HEC- HMS como modelo hidrológico de simulación continua de la humedad del suelo

3.1 Descripción de los componentes de un modelo hidrológico distribuido en HEC-HMS 4.0

Dentro de todas las capacidades que permite *HEC-HMS* para la construcción de modelos hidrológicos, existe una herramienta que permite desarrollar simulaciones a largo plazo. Esta se basa principalmente en ofrecer un modelo continuo de humedad del suelo que permite la simulación de caudales a largo plazo tomando como datos de entrada la precipitación y la evapotranspiración. El *SMA (Soil Moisture Accounting Model)* es un modelo que evalúa la variación de la humedad en el suelo. *HEC-HMS* implementa este modelo como una oportunidad para realizar simulaciones continuas del sistema hidrológico caracterizado a través de volúmenes de almacenamiento que simulan las distintas capas del suelo en un sistema hidrológico. *HEC-HMS* permite también utilizar la precipitación en formato mallado, lo que permite conocer el valor de precipitación por celda. Si el número de estaciones meteorológicas es suficiente, es posible tener una mejor caracterización de la distribución espacial de la precipitación.

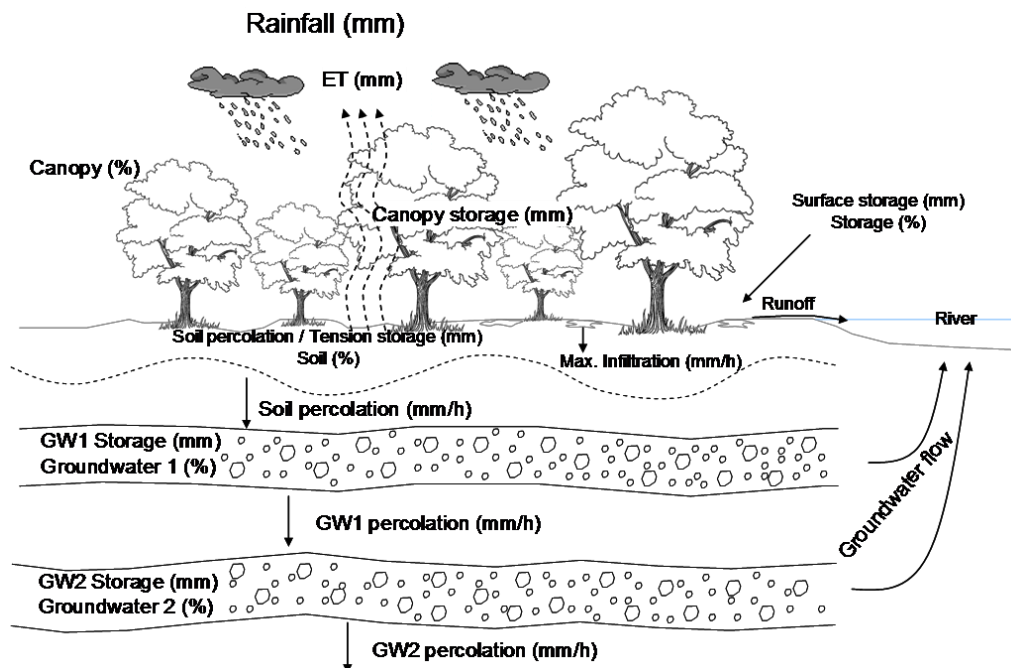


Figura 3.1. Sistema hidrológico y representación de las 5 capas definidas por el modelo (Adaptado de Javier Sánchez, Depto. Geología – Univ. Salamanca).

El SMA simula el movimiento del agua y almacenamiento a través de la vegetación, la superficie del suelo, el perfil del suelo y el agua subterránea (figura 3.1). Conociendo la precipitación y la evapotranspiración potencial, el modelo calcula la escorrentía superficial de la cuenca, los flujos de agua subterránea, las pérdidas debido a la evapotranspiración y la percolación a capas profundas de suelo en toda la extensión de la cuenca en estudio (Bennett, 1998).

La figura sólo representa una esquematización del funcionamiento del SMA. El modelo en sí define al sistema hidrológico en 3 + 2 capas (*layers*) partiendo desde la interceptación por la cubierta vegetal hasta el agua subterránea (2 capas opcionales). Las dos capas de agua subterránea que facilita el modelo son opcionales y permiten su utilización de manera conjunta, individual o simplemente omitirlas del proceso de cálculo. Por ejemplo, la modelización utilizando las capas de agua subterránea dependerá en gran medida del conocimiento de los acuíferos en la zona de estudio. La utilización de una o dos capas de agua subterránea dependerá directamente del modelador, teniendo como finalidad mejorar la calibración del modelo hidrológico. A continuación, se describen los componentes que definen el funcionamiento del SMA.

3.1.1 Componente del almacenamiento

La cuenca esta presentada como una serie de capas conectadas entre sí. Entre ellas se producen movimientos de flujos de agua que controlan el volumen de agua perdida o añadida al sistema. El almacenamiento actual del sistema es calculado durante la simulación, junto con los flujos entre capas que varían entre eventos de precipitación. Las diferentes capas observadas en la figura 3.1 se detallan a continuación.

- **Almacenamiento e interceptación de la vegetación:** Cuando hay algún evento de precipitación, primero se realiza el almacenamiento en la vegetación. Después de este proceso de saturación, el agua restante queda disponible para pasar a otros niveles del sistema. El agua interceptada es retenida hasta que es removida a través de la evapotranspiración.
- **Almacenamiento en la superficie del suelo:** la precipitación que no es interceptada por la vegetación y el agua no infiltrada son las dos entradas en esta capa. El agua también puede quedar almacenada en las depresiones del terreno. Las salidas son la infiltración y la evapotranspiración. El contenido de humedad del suelo al inicio de la

simulación es considerado como el grado de saturación de éste. Si el agua disponible para infiltración excede la tasa de infiltración implica que el almacenamiento en la superficie del suelo está completo y por ende se produce escorrentía superficial.

- **Almacenamiento en el perfil de suelo:** representa el almacenamiento en las primeras capas del suelo. El agua que filtra en el perfil es aquella combinación de la lluvia que atraviesa la cobertura vegetal más el agua que se encuentra almacenada en la superficie del suelo. Los flujos de salida del sistema son la percolación hacia el acuífero y la evapotranspiración. Bennett (1998) define que la zona del perfil del suelo está dividida en dos regiones, la zona superior (*Upper Zone*) y la zona de tensión (*Tension Zone*). La zona superior se define como la zona susceptible a perder agua por procesos de evapotranspiración y/o percolación, mientras que la zona de tensión se define como la zona susceptible de perder agua solo por procesos de evapotranspiración. En consecuencia, la zona superior representa el agua retenida en los poros grandes y medios del suelo y la zona de tensión representa el agua retenida en los poros finos del suelo.

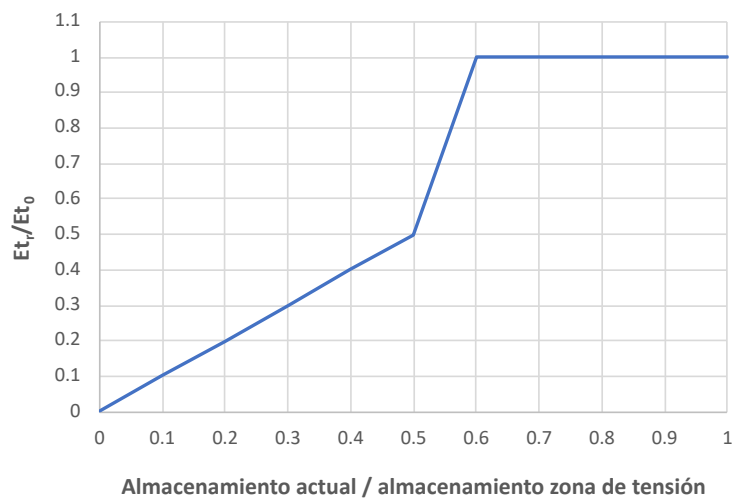


Figura 3.2. Evapotranspiración (ET) en función del almacenamiento de la zona de tensión (Bennett, 1998).

A medida que el almacenamiento actual en el perfil del suelo excede el almacenamiento de la zona de tensión ($CurSoilStore/MaxTenStore > 1$), el agua es removida desde la zona de los poros grandes y medios del perfil del suelo (*upper zone*) a una tasa constante (1 a 1), igual a las pérdidas que se producen por procesos de evapotranspiración en la cobertura vegetal y la superficie del suelo. Una vez que

los almacenamientos se igualan, la relación $CurSoilStore/MaxTenStore$ queda determinada por la figura 3.2. Esto representa un decrecimiento de la tasa de ET (pérdidas) desde el perfil del suelo, ya que se produce una disminución del agua almacenada en el suelo y se hace cada vez más difícil extraerla desde la zona de los poros finos (*Tension Zone*)

- **Almacenamiento de agua subterránea:** el agua percola hacia el acuífero ya sea desde el perfil del suelo o, en el caso de que se utilicen más de una capa de acuíferos, desde el acuífero superior. Una tasa máxima calculada y una definida por el usuario determinan el volumen de percolación. Las pérdidas desde el almacenamiento de agua subterránea (acuífero) pueden ser por un lado el flujo subterráneo que se convierte en un flujo de salida de la simulación en el SMA, o la percolación que se produce hacia una capa inferior (acuífero). La percolación que sale del almacenamiento de agua subterránea (acuífero) puede fluir hacia otra capa inferior de almacenamiento de agua subterránea, o si esta es la capa más inferior del modelo, formará parte de la percolación profunda que se considera como una pérdida del sistema.

El usuario puede especificar un número máximo de dos capas de almacenamiento de agua subterránea (acuíferos). Una vez que el agua de la percolación del suelo entra en el almacenamiento subterráneo "superior", el agua puede contribuir al flujo subterráneo o percolar a la siguiente capa. Esto se repite hasta que se alcanza la última capa de agua subterránea desde donde la percolación se considera una pérdida del sistema. El flujo subterráneo es transferido desde cada una de las capas de agua subterránea y puede ser utilizado para representar distintos componentes del hidrograma como el interflujo y el flujo base.

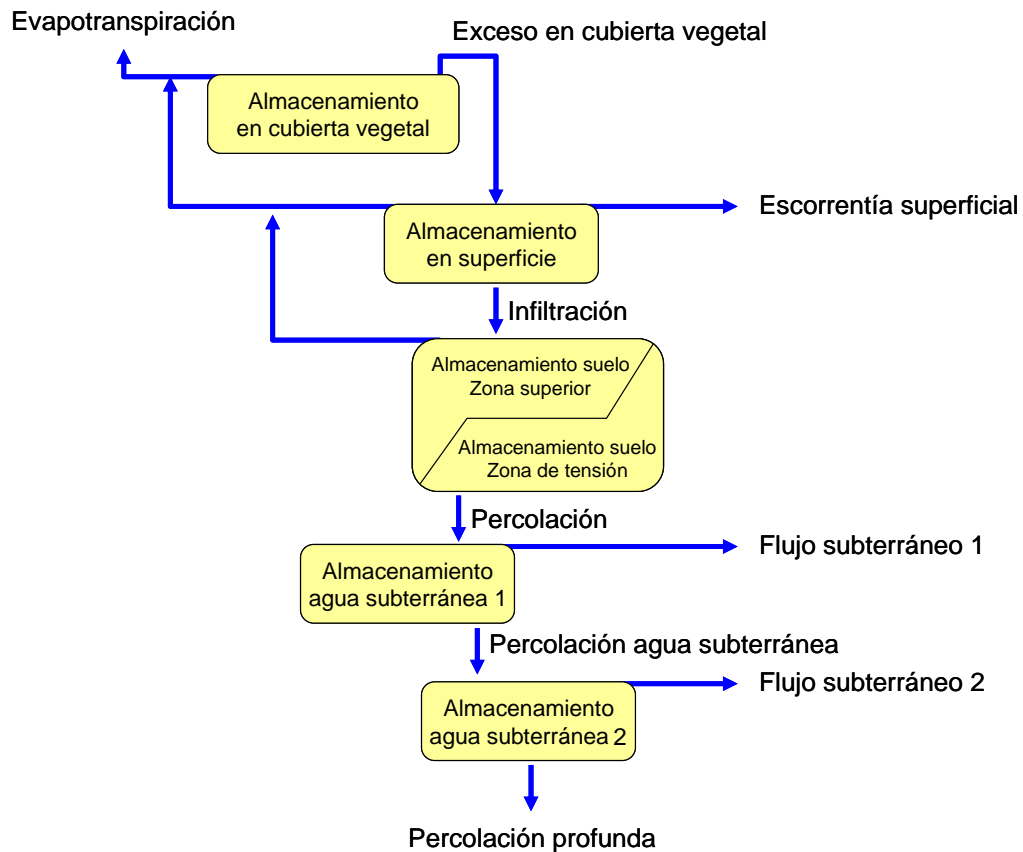


Figura 3.3. Esquema físico y componentes del SMA (Adaptación del esquema de Bennett, 1998).

3.1.2 Componente del flujo

El SMA calcula el flujo de entrada, salida y entre los volúmenes de almacenamiento. La precipitación es considerada como una entrada al sistema (principal) necesaria para iniciar la simulación. El proceso que sigue cada uno de los componentes del sistema es el siguiente:

- **Infiltración:** corresponde al agua que entra desde la superficie del terreno hacia el perfil del suelo. El agua disponible para la infiltración durante un intervalo de tiempo es aquella que ha pasado la primera capa del sistema (*Interception Canopy*), más el agua ya presente en la superficie de almacenamiento.

El volumen de infiltración durante un intervalo de tiempo está en función del volumen de agua disponible para infiltración (*AvailWater*), del estado (porcentaje de llenado) del perfil del suelo (*CurSoilStore/MaxSoilStore*) y la tasa máxima de infiltración definida por el

modelador. La tasa potencial de infiltración está en función del porcentaje de llenado (saturación) del perfil del suelo, y se expresa de la siguiente manera:

$$PotSoilInfil = MaxSoilInfil - \frac{CurSoilStore}{MaxSoilStore} \cdot MaxSoilInfil \quad (3.1)$$

donde:

$PotSoilInfil$ = tasa de infiltración potencial (mm/h)

$MaxSoilInfil$ = tasa máxima de infiltración, definida por el modelador/a (mm/h)

$MaxSoilStore$ = máxima capacidad de almacenamiento del suelo, definida por el modelador/a (mm)

$CurSoilStore$ = almacenamiento actual del suelo (mm)

Una vez calculada la tasa de infiltración potencial, la tasa de infiltración actual corresponde al valor más pequeño entre el agua disponible para infiltración y la tasa de infiltración potencial. El agua disponible para infiltración ($AvailWater$) es aquella precipitación que no ha sido interceptada por la cubierta vegetal más el agua del almacenamiento en superficie ($CurSurfStore$) al inicio del intervalo de tiempo.

- **Percolación:** corresponde al movimiento del agua desde las capas superiores del suelo hacia los acuíferos y acuíferos profundos.

En el SMA la tasa de percolación entre la zona de almacenamiento del perfil de suelo y el acuífero siguiente o bien entre acuíferos, depende del volumen de almacenamiento en las capas receptoras. Esto quiere decir que la mayor tasa de percolación se produce cuando la capa superior ($Source$) está llena y la capa receptora contiene un bajo nivel de saturación. Por el contrario, cuando la capa inferior (receptora) está saturada y existe un bajo nivel del agua en la capa superior, la tasa de percolación es cercana a cero.

Si la percolación se produce directamente desde el suelo hacia el acuífero profundo (sin la utilización de los acuíferos 1 y 2), o si se produce desde el acuífero 1 (sin la utilización del acuífero 2) o la percolación que se produce desde el acuífero 2 hacia capas más profundas, la tasa de transferencia solo depende del volumen de agua almacenado en la capa superior ($Source$).

La tasa de percolación potencial está en función de la tasa máxima de percolación y la saturación del almacenamiento desde donde se produce la percolación. El modelo se calcula de la siguiente manera:

$$PotSoilPerc = MaxSoilPerc \cdot \left(\frac{CurSoilStore}{MaxSoilStore} \right) \cdot \left(1 - \left(\frac{CurGwStore}{MaxGwStore} \right) \right) \quad (3.2)$$

donde:

PotSoilPerc = tasa de percolación potencial (mm/h)

MaxSoilPerc = tasa máxima de percolación, definida por el modelador/a (mm/h)

CurSoilStore = almacenamiento calculado en el perfil del suelo al inicio del intervalo de tiempo (mm)

MaxSoilStore = almacenamiento máximo en el perfil del suelo, definido por el modelador/a (mm)

CurGwStore = almacenamiento calculado en la zona de agua subterránea (para la capa más superficial – *layer 1*) al inicio del intervalo de tiempo (mm)

MaxGwStore = almacenamiento máximo en la capa más superficial del agua subterránea (*layer 1*), definido por el modelador/a (mm)

La tasa de percolación potencial calculada con la ecuación (3.2) se multiplica por el intervalo de tiempo para obtener el volumen de percolación potencial. El agua disponible para percolación es igual al almacenamiento inicial del suelo más la infiltración. El mínimo de volumen potencial y el volumen disponible es el que percola hacia la siguiente en la zona del almacenamiento de agua subterránea (*layer 1*).

Una ecuación similar se utiliza para calcular la percolación entre dos capas de agua subterránea (*layer 1* a *layer 2*).

$$PotGwPerc = MaxSoilGw \cdot \left(\frac{CurGwStore}{MaxGwStore} \right) \cdot \left(1 - \left(\frac{CurGwStore}{MaxGwStore} \right) \right) \quad (3.3)$$

donde:

$MaxGwPerc$ = tasa máxima de percolación, definida por el modelador/a (mm/h)

$CurGwStore$ = almacenamiento subterráneo calculado para la segunda capa (*layer 2*) de la zona de agua subterránea (mm)

$MaxGwStore$ = almacenamiento máximo en la segunda capa de la zona de agua subterránea, definido por el modelador/a (mm).

Para el calculo de la percolación directa desde el perfil del suelo hacia el acuífero profundo en la ausencia de capas de agua subterránea, o cuando solo se utiliza una de las dos capas (*layer 1* o *layer 2*), la tasa de percolación solo depende del volumen almacenado en la zona desde donde se produce la percolación (*source layer*). En estos casos se calcula con las siguientes expresiones:

$$PotSoilPerc = MaxSoilPerc \cdot \left(\frac{CurSoilStore}{MaxSoilStore} \right) \quad (3.4)$$

$$PotGwPerc = MaxGwPerc \cdot \left(\frac{CurGwStore}{MaxGwStore} \right) \quad (3.5)$$

donde:

$PotSoilPerc$ = tasa de percolación potencial del suelo (mm/h)

$MaxSoilPerc$ = tasa máxima de percolación, definida por el modelador/a (mm/h)

$CurSoilStore$ = almacenamiento calculado en el perfil del suelo al inicio del intervalo de tiempo (mm)

$MaxSoilStore$ = almacenamiento máximo en el perfil del suelo, definido por el modelador/a (mm)

$PotGwPerc$ = tasa de percolación potencial desde una capa (*layer*) para la zona de agua subterránea (*layer*) (mm/h)

$MaxGwPerc$ = tasa máxima de percolación desde una capa para la zona de agua subterránea definida por el modelador/a (mm/h)

$CurGwStore$ = almacenamiento subterráneo calculado para una capa (*layer*) de la zona de agua subterránea (mm)

$MaxGwStore$ = almacenamiento máximo para una capa de la zona de agua subterránea, definido por el modelador/a (mm).

- **Escorrentía superficial y flujo subterráneo:** la escorrentía superficial es el agua que excede de la infiltración y fluye sobre la superficie del suelo. Este volumen de agua es escorrentía directa. El hidrograma resultante será calculado de acuerdo al método seleccionado por el modelador.

El flujo de agua subterránea es la suma de los volúmenes de flujo subterráneo desde cada capa al final del intervalo de tiempo, y se calcula con la siguiente expresión:

$$GwFlow_{t+1} = \frac{ActSoilPerc + CurGw_iStore - PotGw_iPerc - \frac{1}{2}GwFlow_t \cdot TimeStep}{RoutGw_iStore + \frac{1}{2}TimeStep} \quad (3.6)$$

donde:

$GwFlow_t$ = tasa de flujo subterráneo al inicio del intervalo de tiempo t y $t+1$, respectivamente (m^3/s)

$ActSoilPerc$ = percolación actual desde el perfil del suelo hacia la capa de agua subterránea (mm/h)

$PotGw_iPerc$ = tasa de percolación potencial desde la capa de agua subterránea i (mm/h)

$RoutGw_iStore$ = coeficiente de propagación del flujo de agua subterránea desde el almacenamiento de agua subterránea i (adimensional)

$TimeStep$ = intervalo de tiempo

*El resto de los términos de la ecuación ya fueron definidos previamente

El volumen de agua subterránea ($GwVolume$) que la cuenca produce (modelo hidrológico) es la integral de la tasa de flujo subterráneo sobre el intervalo de tiempo del modelo. El modelo se computa con la siguiente fórmula:

$$GwVolume = \frac{1}{2}(GwFlow_{t+1} + GwFlow_t) \cdot TimeStep \quad (3.7)$$

El volumen quedaría expresado en metros cúbicos y dependiendo de las metodologías utilizadas en la construcción del modelo hidrológico, el flujo subterráneo podría ser considerado un caudal de entrada en un modelo de embalse lineal para la simulación del caudal base. Esto es lo que sucede con la utilización del SMA como modelo de pérdidas.

- **Evapotranspiración (ET):** la ET es la pérdida de agua remitida a la atmósfera desde la interceptación de las copas (vegetación), las depresiones del suelo y los primeros perfiles del suelo. En el SMA la demanda actual de ET es normalmente calculada a partir de tasas de evaporación mensual multiplicada por coeficientes de corrección mensual variable y escalada al intervalo de tiempo requerido por el usuario (diario).

El volumen de ET_0 es primero obtenido desde la interceptación de la cubierta vegetal, luego desde la interceptación de la superficie del suelo y finalmente desde el perfil del suelo. Dentro del perfil del suelo, la ET_0 se realiza primero desde la zona superior (*Upper Zone*) y luego desde la zona de tensión (*Tension Zone*). Si la ET_0 no se realiza completamente desde una zona de almacenamiento para un intervalo de tiempo, el déficit es completado desde la siguiente zona de almacenamiento disponible en el sistema.

Cuando la evapotranspiración se obtiene desde la zona de interceptación, la zona de almacenamiento en superficie o desde la zona superior (*Upper Zone*) del perfil del suelo, la ET actual (o real) es equivalente a la ET_0 . Cuando la ET_0 es extraída desde la zona de tensión (zona de poros finos), que en el modelo se conoce como *Tension Zone*, la ET actual es un porcentaje de la ET_0 . En el modelo se computa con la siguiente ecuación:

$$ActEvapSoil = PotEvapSoil \cdot f(CurSoilStore, MaxTenStore) \quad (3.8)$$

donde:

$ActEvapSoil$ = ET (real) calculada desde el almacenamiento del suelo (mm)

$PotEvapSoil$ = máxima ET_0 calculada (mm)

$MaxTenStore$ = máximo almacenamiento de la zona de tensión del perfil del suelo, definido por el modelador/a (mm).

La función $f(x)$ en la ecuación (3.8) se define de la siguiente manera:

- En la medida en que el almacenamiento actual en el perfil del suelo excede el máximo almacenamiento de la zona de tensión ($CurSoilStore/MaxTenStore > 1$), el agua es

extraída desde la zona superior (*Upper Zone*) en tasas de 1 a 1, igual como sucede con las pérdidas desde la cubierta vegetal (*canopy*) y la superficie del suelo.

- Una vez que el volumen de agua en el perfil del suelo equivale al volumen almacenado en la zona de tensión (poros finos), $f(x)$ es calculada de manera similar que la percolación. Esta situación representa el decrecimiento de la tasa de pérdidas por evapotranspiración desde el perfil de suelo a medida que la cantidad de agua almacenada disminuye (figura 3.2, apartado 3.1.1).

3.2 Descripción de los parámetros del SMA e implicación en el ajuste y calibración del modelo

El SMA está definido por una serie de parámetros que caracterizan el sistema y permiten el cálculo de los flujos internos, así como también el cálculo final del caudal generado por el modelo. El ajuste de estos parámetros está definido por el efecto de cada uno de estos en el algoritmo de cálculo, algunos parámetros definen el estado inicial del sistema, el estado actual o potencial de éste, las tasas de transferencias entre los distintos niveles del sistema y coeficientes de propagación que son utilizados en la formulación del embalse lineal utilizado en el cálculo del flujo subterráneo (tabla 3.1).

Los parámetros iniciales definen el estado actual del sistema hídrico al inicio de la simulación. Estos valores son difíciles de determinar y a menudo representan un desafío para el modelador, dada la falta de información comúnmente encontrada en este tipo de estudios.

En términos generales, el modelador comenzará su tarea definiendo estados del sistema que no son más que suposiciones que se derivan de la observación del estado pasado del sistema hidrológico. Esta tarea es compleja y en muchos casos puede ser errónea. Así, el análisis de resultados debería iniciarse un tiempo considerable después que se inicia la simulación. Este tiempo puede incluir meses. Con el tiempo, desaparece la influencia de la condición inicial. Este descarte de los primeros meses del sistema implica que el estudio de los resultados se realiza una vez que el modelo ha logrado una estabilidad en función del contenido de humedad que éste presenta.

Tabla 3.1. Función de cada uno de los parámetros en SMA.

Parámetro*	Estado inicial	Estado actual (potencial)	Tasas de transferencia	Coefficientes de propagación
Canopy (%)	x			
Surface (%)	x			
Soil (%)	x			
Groundwater 1 (%)	x			
Groundwater 2 (%)	x			
Canopy Storage (mm)		x		
Surface Storage (mm)		x		
Max. Infiltration (mm/h)			x	
Impervious (%)	x			
Soil Storage (mm)		x		
Tension Storage (mm)		x		
Soil Percolation (mm/h)			x	
Groundwater 1 Storage (mm)		x		
Groundwater 1 Percol. (mm/h)			x	
Groundwater 1 Coefficient (h)				x
Groundwater 2 Storage (mm)		x		
Groundwater 2 Percol. (mm/h)			x	
Groundwater 2 Coefficient (h)				x

*Las variables se escriben en la tabla tal como aparecen en HEC-HMS. Más adelante se traduce y explica cada parámetro

Los valores de estado actual o potencial del sistema definen la situación de cada uno de los volúmenes de almacenamiento representado en el SMA. El valor de profundidad sobre un área determinada (subcuenca) representa un volumen de agua que es dependiente de la profundidad máxima definida por el usuario al inicio de la simulación. Este estado potencial influye adicionalmente en la saturación de cada volumen de almacenamiento, el estado actual del almacenamiento y las tasas de transferencia entre los distintos volúmenes. A modo de ejemplo, el valor de elección para el *Soil Storage* define la máxima profundidad de este volumen de almacenamiento. La elección de un valor pequeño estará relacionada con la profundidad del suelo y su capacidad de almacenar humedad. Si este valor es pequeño, la posibilidad de que se produzca escorrentía superficial aumentará en frecuencia, ya que la saturación sucederá con mayor anticipación ante un evento de lluvia. Al mismo tiempo, en condiciones de alta humedad del suelo facilitará la infiltración hacia capas más profundas del sistema.

Las tasas de transferencia son dependientes de la saturación de los volúmenes de almacenamiento e indirectamente de la profundidad potencial definida por el usuario. La infiltración y la percolación, son definidas por el usuario y afectarán directamente la escorrentía superficial, el movimiento y almacenamiento del agua subterránea.

Los coeficientes de propagación utilizados en el sistema son necesarios para la computación del flujo subterráneo. Estos coeficientes son parte de la metodología del embalse lineal mediante el cual se propaga el volumen de agua obtenida de los flujos de agua subterránea (Bennett, 1998). El valor del coeficiente define el tiempo que tarda el agua en salir del sistema (curva de recesión) y este puede ser estimado a través de las observaciones reales de los datos de aforo. Este tiempo dependerá de distintos factores y debe ser definido intentando encontrar un valor medio de las distintas situaciones que se pueden dar dentro de una subcuenca. Su valor estará afectado principalmente por la profundidad del suelo, la pendiente de la cuenca, la ausencia o presencia de acuíferos y el tipo de lluvia (distribución espacial, temporal e intensidad). Puede ir desde pocos días a varios meses.

3.3 Estimación de parámetros, descripción y rango de valores

El proceso de calibración y ajuste de un modelo distribuido de base física consiste en asignar valores a los parámetros de ajuste, que cumplan un sentido físico de acuerdo a las características de la cuenca que se quiera describir. El proceso es lento y requiere

información y conocimiento de la situación real. Diversos autores han definido rangos numéricos para parámetros de ajuste que se utilizan en la modelización hidrológica. A continuación, se presenta una descripción de los parámetros del SMA y el rango de valores que comúnmente definen estas variables.

3.3.1 Almacenamiento en la vegetación (*Canopy Storage*)

El parámetro representa el agua retenida por la cobertura vegetal de la cuenca (almacenamiento). Esta cobertura puede ser arbórea, arbustiva o herbácea. El agua retenida en esta capa de vegetación es devuelta a la atmósfera a través de la evapotranspiración. La interceptación de la vegetación depende del tipo de cobertura, su ausencia o presencia y el tipo de precipitación. La variabilidad climática es un factor importante que define la interceptación. Por ejemplo, en climas húmedos, la interceptación del bosque tiene una mayor influencia en los recursos hídricos. En climas húmedos de zonas altas en el Reino Unido, la evaporación anual de los bosques, es el doble de la ocurrida en las coberturas herbáceas. Las mayores pérdidas llegan hasta un 35% de la precipitación, principalmente debido al incremento de la interceptación. En estas regiones la conversión de tierras de cultivos en bosques reduciría la escorrentía en un 20%, lo que podría afectar directamente al abastecimiento y la producción hidroeléctrica (Calder, 1990).

El proceso de encontrar valores medios que permitan describir el *Canopy Storage* en SMA no es una tarea fácil. Sin embargo, existen estudios como los de Zinke (1967), que permiten conocer valores medios de distintas situaciones, que pueden ser ajustados a las necesidades del caso de estudio. La tabla 3.2 presenta la tabla propuesta por Zinke en su estudio llevado a cabo en bosques en Estados Unidos

Tabla 3.2. Valores para la interceptación de la vegetación.

	Árboles perennes	Árboles caducifolios	Hierbas	Valor máximo
<i>Canopy Storage</i> (mm)	< 2.03	< 2.54	< 2.03	9.14

La elección del valor dependerá del estudio de las distintas situaciones presentes en la cuenca. El valor será la representación media de todos los tipos de cobertura presente en cada subcuenca.

3.3.2 Almacenamiento en superficie (*Surface Storage*)

Este parámetro representa el agua que es retenida y almacenada en las depresiones de la superficie del suelo. Este valor varía en función del tipo de superficie y la pendiente. Es evidente que la estructura del suelo jugará un importante valor al momento de determinar este valor. Algunos autores como Chow (1988) y Dunne (1978) han definido un rango de valores que relacionan el almacenamiento en superficie con la pendiente del suelo. La tabla 3.3 presenta un rango de valores iniciales máximos estimativos para el almacenamiento en superficie.

Tabla 3.3. Valores iniciales estimativos y rangos máximos para el almacenamiento en superficie.

	Superficies impermeables	Pendientes elevadas	Pendientes moderadas	Terreno sin pendiente
Rango (mm)	3.2 – 6.4	1	6.4 – 12.7	50.8

El cuadro presenta rangos que indican que la capacidad de la superficie del suelo de almacenar agua depende directamente de la pendiente. Es evidente que en suelos con alta pendiente la capacidad de infiltración se ve más dificultada, debido a que la lluvia que llega a la superficie del suelo es más propensa a ser movilizadada rápidamente sobre la superficie. Adicionalmente, el tipo de suelo y su estructura también cumple un importante rol. Suelos con buena estructura y con presencia de depresiones, favorecerán el almacenamiento. Por otro lado, suelos con una estructura deficiente, como pueden ser los suelos compactados, facilitarán los procesos de escorrentía superficial disminuyendo la capacidad de éste para retener agua en superficie.

3.3.3 Infiltración máxima (*Maximum Infiltration*)

La infiltración corresponde al movimiento del agua desde la superficie hacia el perfil del suelo. La máxima infiltración requerida en SMA puede ser determinada a partir del tipo de suelo presente en la cuenca (Bennett, 1998). La infiltración puede ser estimada a través de la conductividad hidráulica del suelo. Sin embargo, este método provee de un amplio rango de valores de conductividad hidráulica que pueden llegar a ser muy altos. Por ejemplo, el rango de conductividad hidráulica para arenas limosas puede ir de 0.25 mm/h hasta 2500 mm/h (Freeze, 1979). Una manera de disminuir la diferencia en el rango es considerar que la velocidad de infiltración es igual a la conductividad hidráulica saturada.

Tabla 3.4. Tasas de infiltración para distintos tipos de suelo (Maidment, 1993).

Tipo de suelo	Tasa de infiltración (mm/h)
Arena	Más de 30
Arena limosa	20 – 30
Limo	10 – 20
Arcilla limosa	5 – 10
Arcilla	1 – 5

Cuando el agua infiltra dentro del perfil del suelo comienza con una tasa de transferencia inicial que decrece a un valor constante a medida que el suelo se satura. Esto es lo que se conoce como conductividad hidráulica del suelo (Bennett, 1998). La tabla 4.11 presenta valores y rangos basados en las texturas de suelo propuestas por USDA (*United States Department of Agriculture*).

El ajuste y calibración del modelo hidrológico tomó como referencia los valores presentados en la tabla 3.4. Estos valores sirvieron como valores iniciales estimativos para la tasa máxima de infiltración del suelo y fueron ajustados de acuerdo a la información de tipo de suelo obtenida de las áreas de estudio. Debido a que cada cuenca es una mezcla de diferentes situaciones (ej. infiltración en el perfil del suelo), es necesario poder definir valores medios de infiltración que representen la situación general del área de estudio.

3.3.4 Almacenamiento en el perfil del suelo (*Soil Storage*)

Para la construcción del modelo hidrológico a través del *SMA* se requiere un valor máximo de almacenamiento para el perfil del suelo y la zona de tensión. Aun cuando los componentes del perfil del suelo son ligeramente diferentes para distintos sistemas de simulación de caudales, existe un rango de valores de profundidad del suelo que puede llegar hasta los 508 mm y que tiene relación con la profundidad que alcanzan las raíces (Burnash, 1973).

El almacenamiento en el perfil del suelo (*Soil Storage*) representa el agua almacenada en los primeros centímetros del suelo. El agua infiltra al perfil del suelo desde la precipitación combinada del agua que pasa la cobertura vegetal y aquella interceptada en la superficie del suelo. Los flujos de salida son la percolación hacia capas del agua subterránea o la evapotranspiración.

La combinación de la profundidad del perfil del suelo (*Soil Storage*), la interceptación de las copas (*Canopy Storage*) y la retención en superficie (*Surface Storage*) podría ser estimada evaluando el volumen de precipitación que cae antes del comienzo del caudal observado. El análisis del hidrograma se hace después de largos períodos secos antecedentes donde el perfil del suelo ha tenido la oportunidad de vaciarse. Este método es similar a lo descrito por Peck (1976).

La estimación de la profundidad de la parte superior del perfil del suelo (*Upper Zone*) se puede observar en la tabla propuesta por Crawford (1996) (tabla 3.5). En *SMA* el valor de la zona de tensión (*Tension Zone*) puede ser estimado como la diferencia entre la profundidad del suelo (*Soil Storage*) y la profundidad de la zona superior del suelo (*Upper Zone*).

Tabla 3.5. Aproximación de la profundidad de la zona superior del perfil del suelo.

Frecuencia de la escorrentía	Estimación inicial (mm)
Prácticamente para cada evento	10.6 – 15.24
Para cada evento moderado	15.24 – 25.4
Sólo durante eventos prolongados	25.4 – 40.64
Nunca	> 40.64

La tabla 3.5 define el ajuste de la zona de tensión del suelo con respecto a la frecuencia de la escorrentía para un evento de precipitación. Esto dependerá directamente de las condiciones del suelo y su capacidad de saturación. En SMA, si se aumenta o disminuye la profundidad de la zona de tensión, la frecuencia de la escorrentía simulada puede ajustarse a la frecuencia del caudal observado. Por esta razón, en la medida en que se aumenta la profundidad de la zona de tensión del suelo (cercana la profundidad del perfil del suelo), disminuye la profundidad de la zona superior del suelo (*upper zone*), influyendo en la capacidad de captar infiltración desde la superficie. Esto sería lo que se esperaría en condiciones de saturación. Así, la frecuencia de escorrentía sería mayor.

Por el contrario, cuando la profundidad de la zona de tensión del suelo disminuye (aumento de la zona superior del suelo), aumentan las pérdidas desde el perfil del suelo y existe un mayor volumen de agua disponible para percolación. Esto facilita que exista más infiltración desde la superficie y una disminución de la frecuencia de la escorrentía para eventos de precipitación.

Por ejemplo, bajo la condición de “nunca” en la tabla 3.5, se asumiría que la lluvia que cae sobre la superficie de una cuenca infiltraría completamente en el perfil del suelo y no habría agua disponible para la escorrentía directa.

El valor de la profundidad del suelo puede ser determinado a partir de simulaciones continuas del caso de estudio, además de la información en terreno recopilada. De esta manera se puede ajustar un valor de profundidad que se relacione con las condiciones de la cuenca estudiada.

3.3.5 Percolación (*Percolation*)

La percolación es el movimiento del agua dentro del perfil del suelo y las capas de agua subterránea. La conductividad hidráulica puede ser usada para determinar la máxima percolación requerida en SMA (Bennett, 1998). Posteriormente este valor puede ser refinado a través del proceso de calibración.

Adicionalmente, el límite menor del valor máximo de percolación puede ser obtenido a través de la observación del hidrograma. La tasa de percolación puede ser estimada a partir de la tasa máxima de caudal base. Esto puede ser calculado tomando un período del hidrograma

observado donde el cambio del flujo base en el tiempo es relativamente constante (Bennett, 1998).

De la tabla 3.5 se puede observar que la frecuencia de escorrentía ante eventos de lluvia está ligada a la profundidad de la zona superior del suelo, debido a que, si esta aumenta, aumenta la capacidad de almacenamiento y la frecuencia de escorrentía es menor (menos agua permanece en la superficie del suelo).

3.3.6 Almacenamiento en capas de agua subterránea (*Groundwater Storage*)

Cada capa de agua subterránea en SMA requiere de una profundidad máxima. Esta profundidad puede ser derivada de observaciones en terreno y a través de simulaciones continuas que permiten ajustar el valor del parámetro. Debido a la falta de información física con respecto a este valor, se procedió a ajustar el parámetro en función del hidrograma real.

3.3.7 Coeficientes de propagación para la escorrentía superficial y el flujo subterráneo (*Routing Coefficients*)

La mejor forma de determinar estos coeficientes es a través del ajuste de los valores simulados con los datos observados del hidrograma. El número de depósitos lineales definirá la suavidad de la curva de descarga del caudal. Esta suavidad de la curva será mayor, en la medida que exista un mayor número de depósitos (Bennett, 1998).

La información presentada en los puntos anteriores facilitó la tarea de encontrar parámetros de ajuste que representaran la física del sistema hídrico estudiado, y a la vez, permitieran una buena calibración y validación del modelo hidrológico. Dichos valores y sus rangos de aplicación, permitieron inferir las condiciones del sistema hídrico cuando la información de campo no era disponible. Como se verá más adelante en los resultados de este trabajo, los parámetros seleccionados para calibrar y validar el modelo hidrológico, se encontraron, en la mayoría de los casos, en los rangos de valores presentados en los cuadros anteriores.

3.3.8 Transformación lluvia – escorrentía. Selección del procedimiento de *ModClark*

HEC-HMS incluye una amplia gama de modelos de transformación para distintas situaciones. Su utilización dependerá del caso de estudio, la calidad y disponibilidad de información de entrada requerida. Para el caso de estudio analizado en esta tesis, se ha hecho uso del método modificado de Clark (*ModClark*) ya que es la única alternativa que permite trabajar con un mallado distribuido de la lluvia (celda por celda).

Existen distintos métodos que permiten realizar el proceso de transformación. Un método sencillo es el Método Racional, que solo permitirá el cálculo de las caudales punta. Por otro lado, uno de los más difundidos es el método del Hidrograma Unitario, introducido por Sherman en los años '30 (Gómez y Nanía, 2004).

Debido a que dentro de los objetivos del estudio se propuso trabajar con la precipitación en formato mallado (celdas), fue necesario utilizar el método de *ModClark* para la transformación lluvia-escorrentía, ya que es el único método proporcionado por *HEC-HMS* que permite el uso de la malla de precipitación. Al mismo tiempo permitió evaluar la utilidad del método en combinación con el modelo de pérdidas (*SMA*).

ModClark es un método de transformación lineal cuasi-distribuido que está basado en el hidrograma unitario conceptual de Clark. Fundamentalmente representa a las sub-cuencas como un conjunto de celdas. El método de Clark usa una curva de área-tiempo y el tiempo de concentración para desarrollar un hidrograma de tránsito. Contrariamente al hidrograma unitario de Clark, el método *ModClark* elimina la curva de área-tiempo y utiliza un índice separado de tiempo de viaje para cada celda de la malla. El tiempo de tránsito es proporcional al tiempo total de concentración. El exceso de precipitación caída en cada celda es retrasado por el índice de tiempo proporcional y luego propagado a través de un embalse lineal. Las salidas desde el embalse lineal de cada celda son combinadas para producir un hidrograma final (Kull & Feldman, 1998).

El tiempo de concentración define el máximo tiempo de viaje en la subcuenca. Cada celda tiene un tiempo de viaje que resulta de relación entre el tiempo de viaje de dicha celda a la salida de la cuenca y el tiempo de viaje de la celda más distante a la salida de la cuenca, multiplicado por el tiempo de concentración de la cuenca. La formulación queda expresada de la siguiente manera:

$$t_{cell} = t_c \frac{d_{cell}}{d_{max}} \quad (3.9)$$

donde:

t_{cell} = tiempo de viaje para una celda (h)

t_c = tiempo de concentración de la cuenca (h)

d_{cell} = distancia de viaje desde una celda hasta el punto de salida de la cuenca (km)

d_{max} = distancia de viaje para la celda más alejada de la salida de la cuenca (km)

El área de cada celda es conocida, y a partir de esto, el volumen de entrada al embalse lineal para cada intervalo de tiempo (Δt) es calculado como el producto del área y el exceso de precipitación. Las entradas calculadas son propagadas a través de un embalse lineal, produciendo un hidrograma de salida para cada celda. El programa combina los hidrogramas de salida por celda para determinar el hidrograma de escorrentía directa de la cuenca (figura 3.4).

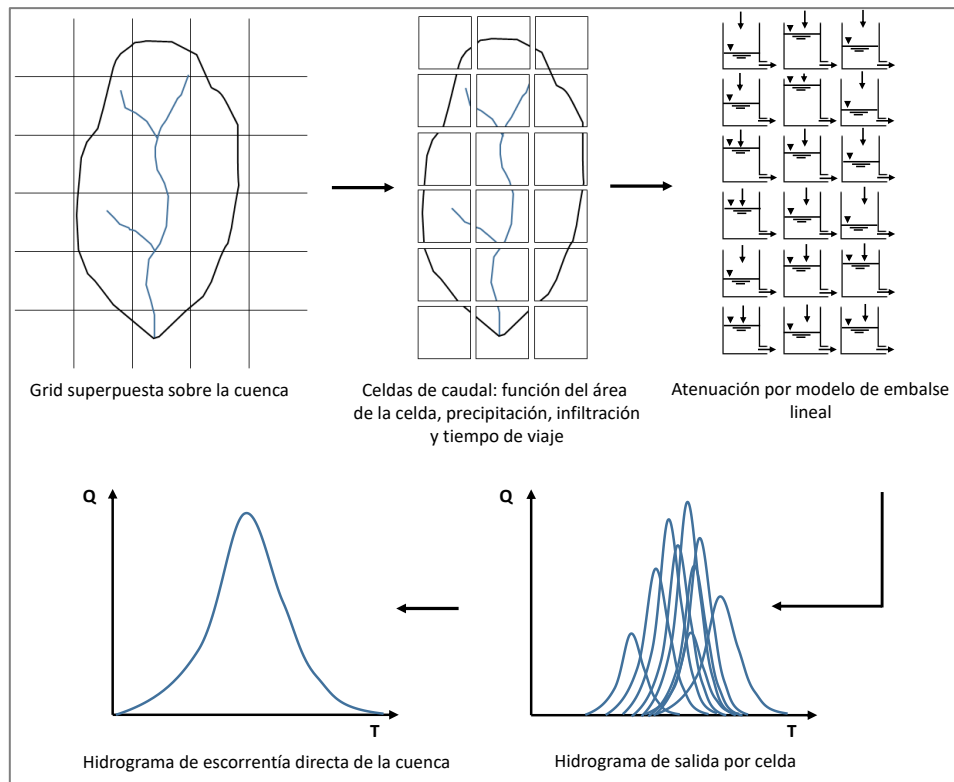


Figura 3.4. Modelo conceptual ModClark.

El tiempo de concentración de cada una de las subcuencas de las cuencas en estudio se aproximó a través de la fórmula propuesta por Témez (1978).

$$T_c = 0.3 \left(\frac{L}{J^{0.25}} \right)^{0.76} \quad (3.10)$$

donde:

T_c = tiempo de concentración (h)

L = longitud del cauce principal (km)

J = pendiente media del cauce principal (m/m)

La información necesaria para el cálculo del T_c como la longitud del cauce y la pendiente media es obtenida del proceso de caracterización del modelo de elevación digital llevado a cabo a través de la herramienta *HEC-GeoHMS*, que será explicado en el apartado de la metodología.

3.3.9 Método de propagación en cauces

Cuando un tramo representa conceptualmente a un segmento de un cauce o río, los cálculos son llevados a cabo por algún método de propagación aplicado en el tramo. Un total de 6 métodos de propagación son propuestos por *HEC-HMS*. Cada método implementa una metodología de propagación hidrológica en comparación a un acercamiento hidráulico que implementa las ecuaciones de flujo no permanente. Los métodos incluidos en *HEC-HMS* ofrecen distintos niveles de detalle y no todos los métodos están igualmente adaptados para representar distintas particularidades de los cauces.

Para el caso de la construcción del modelo de cuencas se optó por la utilización del modelo de la Onda Cinemática (*Kinematic Wave Method*) por su simplicidad y porque existe una buena aproximación del método con la situación estudiada. El método de propagación de la Onda Cinemática aproxima las ecuaciones de flujo no permanente completas ignorando las fuerzas de presión e inercia. Al mismo tiempo el método asume que la pendiente de la línea de energía es igual a la pendiente del fondo del cauce.

Adicionalmente el modelo necesita de distintas secciones transversales para el cálculo de la propagación. Para el caso de estudio se utiliza principalmente una sección de tipo trapezoidal

definida por el ancho de la sección transversal, las pendientes laterales, la rugosidad y la pendiente del cauce (figura 3.5). La utilización de esta aproximación se basó en observaciones *in situ*, cartografías e imágenes satelitales. Se consideró que era la metodología más apropiada de acuerdo a las características físicas de los cauces principales de las cuencas en estudio.

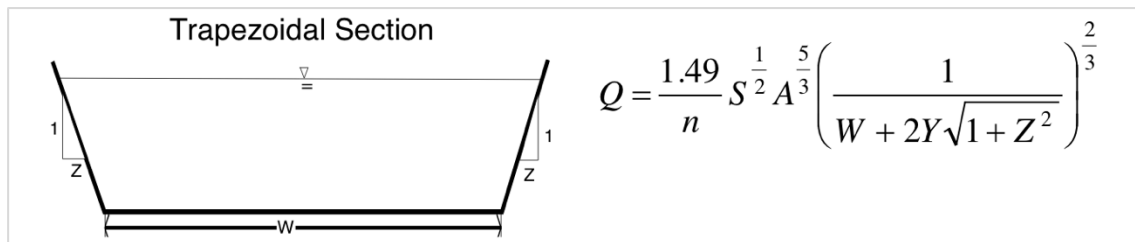


Figura 3.5. Sección trapezoidal en HEC-HMS (Fuente: HEC-HMS Technical Reference Manual).

En el modelo hidrológico (*HEC – HMS*), como se verá más adelante, no se realizó una caracterización detallada de los cauces principales del modelo ya que durante las sucesivas calibraciones se observó que la sensibilidad de estas variables en el ajuste de las curvas de caudal era mínima. Se optó de esta manera por utilizar los mismos valores de Manning para cada uno de los cauces, del mismo modo que se utilizó un valor de pendiente lateral. Para el caso del ancho de cauce se hizo una aproximación de tipo visual observando imágenes satelitales de la zona de estudio.

3.3.10 Caudal base. Selección del método de depósito lineal (Linear Reservoir Method)

Aun cuando una subcuenca conceptualmente representa infiltración, escorrentía superficial y procesos subsuperficiales interactuando entre ellos, los cálculos subsuperficiales pueden ser realizados utilizando algunas de las metodologías que proporciona *HEC-HMS* como parte de su módulo de caudal base. Debido a que las simulaciones realizadas en este proyecto son a largo plazo, que involucran contribuciones de agua subterránea y eventos de precipitación continuos, el cálculo del caudal base no debe ser ignorado. A través de la utilización de estas metodologías es posible evaluar su comportamiento durante períodos húmedos y secos, permitiendo conocer el flujo base a través del tiempo y la curva de recesión de caudal del hidrograma.

A partir de aquí se seleccionó un método que fuera efectivo para simulaciones de tipo continuo. En este sentido, el método del depósito lineal (*Linear Reservoir*) es el método aconsejado por *HEC-HMS* para trabajar con el *SMA*. El método utiliza un embalse en línea para modelar la recesión de flujo base después de un evento de lluvia. La infiltración calculada por el método de pérdidas usado se conecta como entrada al sistema del depósito lineal. Cuando el método es usado con el *SMA*, la infiltración se conecta con el flujo lateral de los acuíferos. La calibración del método debe ser consistente con la calibración y ajustes realizados en el *SMA*.

Un embalse lineal (*linear reservoir*) es aquel cuyo almacenamiento, S , está linealmente relacionado con su caudal de salida, Q , mediante una constante de almacenamiento K , que tiene dimensiones de tiempo.

En *SMA* el cálculo de la propagación del caudal proveniente del agua subterránea está determinado por la utilización del embalse lineal. A continuación, se presentan las variables que intervienen en el cálculo y las ecuaciones presentes en el método (Bennett, 1998).

Definición de variables:

S_t = almacenamiento en capa de agua subterránea en tiempo t (m^3)

S_{t+1} = almacenamiento en capa de agua subterránea en tiempo $t+1$ (m^3)

Q_t = flujo subterráneo desde el embalse en tiempo t (m^3/s)

Q_{t+1} = flujo subterráneo desde embalse en tiempo $t+1$ (m^3/s)

K = coeficiente de propagación de embalse lineal

$I_{\Delta t}$ = volumen de flujo de entrada para intervalo de tiempo Δt (= percolación hacia la capa de agua subterránea desde el volumen de almacenamiento superior en el intervalo de tiempo Δt)

$P_{\Delta t}$ = percolación desde la capa de agua subterránea durante el intervalo de tiempo Δt

Δt = intervalo de tiempo desde el tiempo t al tiempo $t+1$

La ecuación de descarga para la propagación a través del embalse lineal se expresa como sigue:

$$S_t = Q_t \cdot K \quad (3.11)$$

Con la ecuación de balance de masas:

$$S_{t+1} = S_t + I_{\Delta t} - P_{\Delta t} - \left(\frac{Q_t + Q_{t+1}}{2} \right) \Delta t$$

$$on = \frac{I_t + I_{t+1}}{2}$$
(3.12)

donde:

Almacenamiento en tiempo $t + 1$ (S_{t+1}) = almacenamiento en tiempo t + flujo de entrada ($I_{\Delta t}$) durante el intervalo de tiempo Δt – flujo de salida ($P_{\Delta t}$) durante el intervalo de tiempo Δt .

Flujo de salida durante el intervalo de tiempo Δt = percolación desde la capa de agua subterránea ($P_{\Delta t}$) en intervalo de tiempo Δt + la media del flujo de agua subterránea en tiempo t y $t+1$ multiplicado por el intervalo de tiempo Δt .

Sustituyendo (3.12) en el lado izquierdo de la ecuación (3.11) se obtiene la siguiente:

$$Q_{t+1} \cdot K = S_t + I_{\Delta t} - P_{\Delta t} - \left(\frac{Q_t + Q_{t+1}}{2} \right) \Delta t$$

$$= S_t + I_{\Delta t} - P_{\Delta t} - \frac{Q_t}{2} \Delta t - \frac{Q_{t+1}}{2} \Delta t$$

$$Q_{t+1} \left(K + \frac{\Delta t}{2} \right) = S_t + I_{\Delta t} - P_{\Delta t} + \frac{Q_t}{2} \Delta t$$
(3.13)

$$Q_{t+1} = \frac{S_t + I_{\Delta t} - P_{\Delta t} - \frac{Q_t}{2} \Delta t}{\left(K + \frac{\Delta t}{2} \right)}$$

Esto corresponde al flujo subterráneo en el tiempo $t+1$. El volumen del flujo subterráneo en el intervalo de tiempo Δt es la media del flujo subterráneo en tiempo t y tiempo $t+1$ multiplicado por el intervalo de tiempo Δt . Finalmente, el volumen del flujo subterráneo para el intervalo de tiempo Δt queda expresado de la siguiente manera:

$$GroundWaterFlow = \frac{Q_1 + Q_{t+1}}{2} \Delta t$$
(3.14)

3.4 Referencias

Bennett, T. H. (1998). Development and application of a continuous soil moisture accounting algorithm for the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEC-HMS). University of California, Davis.

Burnash, R. J., Ferral, R. L., & McGuire, R. A. (1973). A generalized streamflow simulation system: Conceptual modeling for digital computers. US Department of Commerce, National Weather Service, and State of California, Department of Water Resources.

Calder, I. R. (1990). Evaporation in the Uplands. Wiley. New York.

Crawford, N. H. (1966). Digital simulation in hydrology: Stanford watershed model IV. Stanford Univ. Tech. Report., 39.

Dunne, T., & Leopold, L. B. (1978). Water in environmental planning. Macmillan.

Freeze, A. R. and Cherry, J. (1979). Groundwater. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, NJ.

Gómez, M. y Nanía, L. (2020). "Ingeniería Hidrológica". 3ª ed. Lib. Fleming., p. 278, Granada, España.

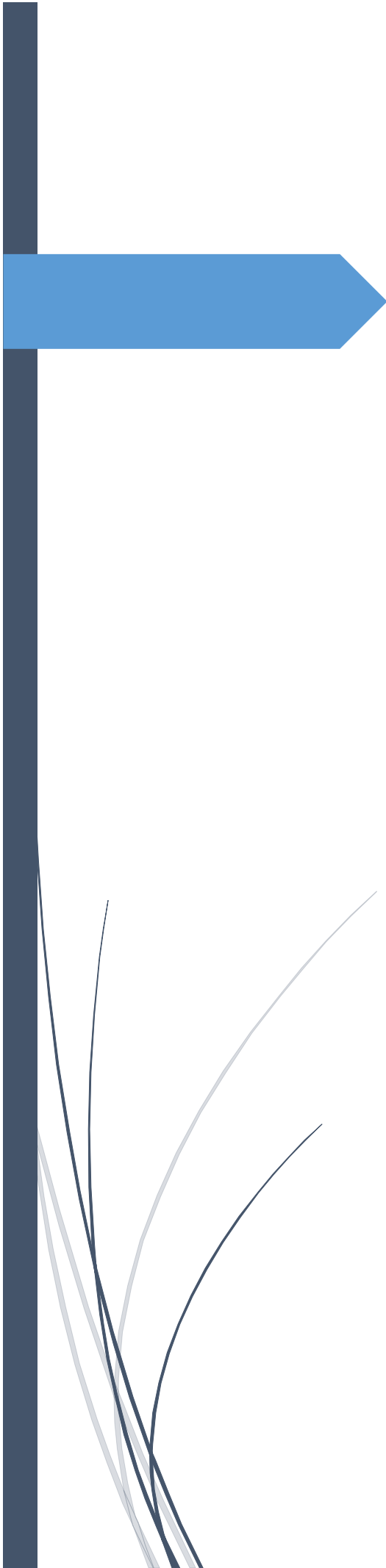
W., K. D., & D., F. A. (1998). Evolution of Clark's Unit Graph Method to Spatially Distributed Runoff. *Journal of Hydrologic Engineering*, 3(1), 9–19. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1998\)3:1\(9\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1998)3:1(9)).

Maidment, D. R. (1993). "Handbook of Hydrology". McGraw-Hill, Inc. 1424 pp.

Peck, E. L. (1976). Catchment modeling and initial parameter estimation for the National Weather Service river forecast system (Vol. 31). Office of Hydrology, National Weather Service.

Témez, J. R. (1978). Calculo hidrometeorológicos de caudales máximos en pequeñas cuencas naturales, Dir. General de Carreteras, Serv. de Publ., Madrid.

Zinke, P. J. (1967). Forest interception studies in the United States. *Forest Hydrology*, 137–161.



CAPITULO 4.

Estado del arte del Cambio Climático

4.1 Antecedentes generales

Durante las últimas 2 décadas se han detectado cambios o evoluciones en los patrones del clima en los últimos 100 años. Este cambio o evolución ha sido muchas veces atribuible a la acción antrópica, producto del desarrollo humano e industrial. Los cambios climatológicos se han visto representados en mayor medida por el aumento de la temperatura. Este aumento ha sido definido como un cambio considerable en los últimos años y se le atribuye principalmente a la producción de gases de efecto invernadero acumulados en la atmósfera. La quema de combustibles fósiles y la ganadería generan abundantes concentraciones de CO₂ y SO₂ principalmente, que se acumulan en la atmósfera produciendo un aumento de la temperatura terrestre. El balance de la temperatura terrestre es una simple relación entre lo que entra y lo que sale. Sin embargo, el problema principal radica en que la radiación solar de onda corta, es capaz de atravesar la atmosfera y calentar la superficie terrestre, pero la radiación de onda larga reflejada por la superficie terrestre, no es capaz de atravesar los gases de efecto invernadero acumulados en la atmósfera, lo que deriva en un sobrecalentamiento de ésta, que finalmente se traduce en aumentos de la temperatura terrestre y perturbaciones en los patrones del clima. Dichos fenómenos (generación de gases de efecto invernadero) están asociados, en la actualidad, directamente a la actividad humana.

4.2 Cambios observados

Según el IPCC (*Intergovernmental Panel on Climate Change*) (2013), cada una de las tres últimas décadas ha sido más cálida en la superficie terrestre que cualquier década precedente a partir del año 1850. La temperatura global combinada entre la tierra y el océano muestra un calentamiento medio de 0.85°C [0.65 - 1.06] durante el período comprendido entre los años 1880 y 2012. Esto está basado en información de datos históricos. Se puede decir que es virtualmente seguro que globalmente la troposfera se ha calentado progresivamente desde la mitad del siglo XX.

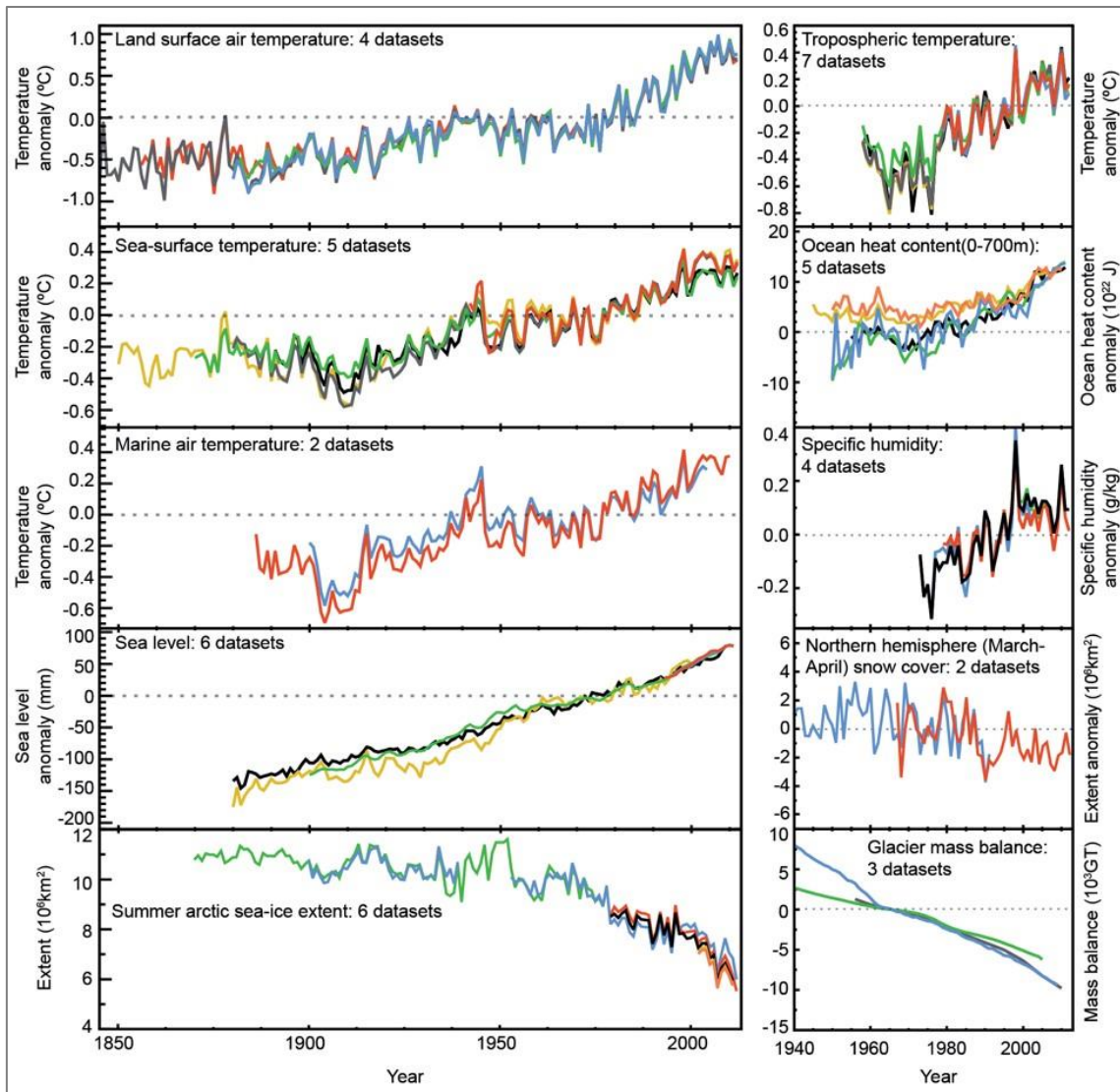


Figura 4.1. Indicadores del cambio global del clima. Cada línea representa de manera independiente el cambio para cada variable. Cada serie de datos ha sido normalizada para un período común de años (Fuente: IPCC, 2013).

La figura 4.1 muestra la tendencia de diversos fenómenos climatológicos registrados desde 1850. Se observa que la temperatura ha sufrido cambios bien definidos con aumentos que han sido medidos a lo largo de los años. Este aumento de la temperatura es observable a partir del año 1920 y podría estar relacionado con el aumento de la industrialización en el planeta. En cada gráfica se observa la tendencia al alza de cualquiera de los fenómenos asociados con la temperatura, ya sea a nivel atmosférico o en el océano. Se observa además la disminución de la cobertura de nieve en el hemisferio norte.

El aumento del nivel del océano está dominado en primer lugar por la expansión que éste sufre a causa del aumento de la temperatura. Este fenómeno parece ser el principal factor observado en los últimos años. En segundo lugar, el derretimiento de glaciares y los casquetes polares ha contribuido al aumento del nivel en el océano, así como también a cambios en los niveles y almacenamiento de aguas continentales.

Adicionalmente se observa un aumento de la humedad específica del aire. Esto se debe a que temperaturas más cálidas propician un aire más cálido y por ende con mayor capacidad de atrapar vapor de agua. Análisis a nivel global demuestran que la humedad específica, que mide la cantidad de vapor de agua en la atmósfera, se ha incrementado sobre los océanos y la superficie terrestre (IPCC, 2013).

El océano ha sufrido cambios en su temperatura, siendo las capas superiores las más susceptibles a dichos cambios. En los primeros 75 m el océano se ha calentado 0.11°C $[0.09 - 0.13]$ cada década entre los años 1971 y 2010 (figura 4.2 (c)). De acuerdo al IPCC (2013) es probable que el océano se haya calentado entre los 700 y 2000 m entre los años 1957 y 2009. También se ha observado que no existen tendencias claras de que el océano se haya calentado entre los 2000 y 3000 m.

Otro de los cambios observables en la actualidad es la fusión de las masas de hielo. El IPCC en su último informe menciona que las masas glaciares de Groenlandia y la Antártida han ido retrocediendo y la mayoría de los glaciares en el mundo entero siguen disminuyendo de tamaño, junto con la cobertura de nieve del hemisferio norte. La tasa media de pérdida de hielo desde los glaciares alrededor del mundo (excluyendo los glaciares periféricos a las capas de hielo) fue aproximadamente de 226 Gt/año $[91 - 361]$ para el período comprendido entre los años 1971 y 2009. Así mismo se han observado disminuciones de las masas de hielo en el Ártico tanto como en la Antártida, con valores de fusión que han aumentado aún más en la última década (IPCC, 2013). Adicionalmente se ha observado que la cobertura de nieve ha disminuido desde mediados del siglo XX. La cobertura de nieve ha disminuido en 1.6% $[0.8 - 2.4]$ por década en los meses de marzo y abril y 11.7% $[8.8 - 14.6]$ para junio entre los años 1967 y 2012. Durante este período la cobertura de nieve no experimentó ningún incremento mensual estadísticamente significativo (IPCC, 2013) (Figura 4.2 (a) y (b)).

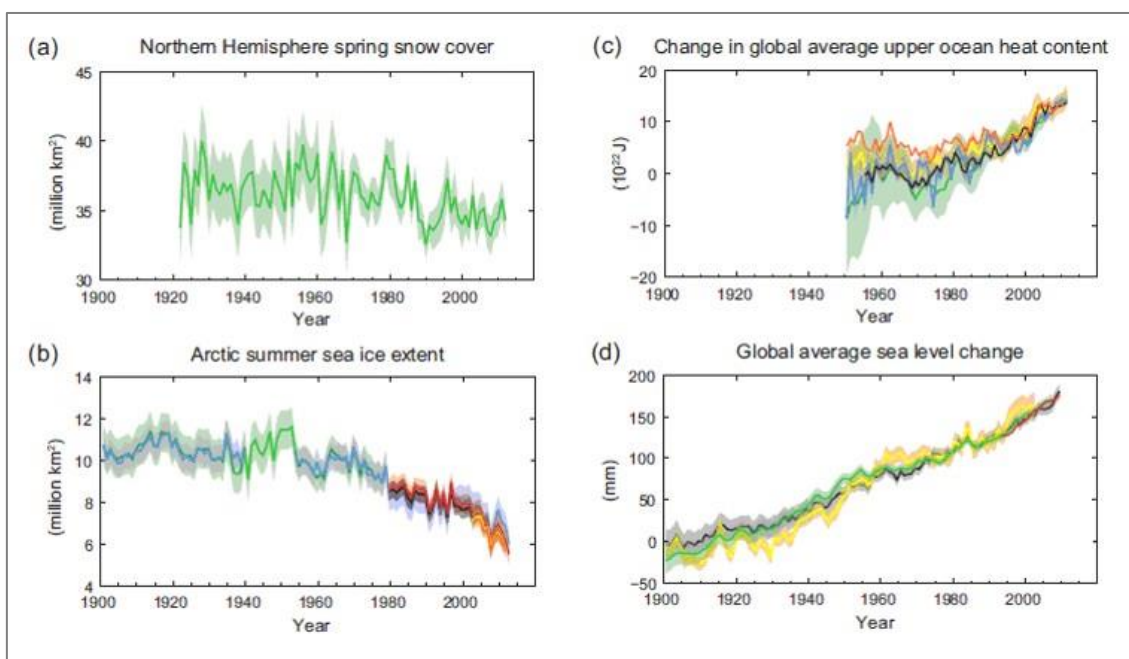


Figura 4.2. Cambios en la cobertura nival, nivel de los océanos y calor de la superficie del océano
(Fuente: IPCC, 2013).

Con respecto al nivel del mar se puede mencionar que existe un aumento del nivel del mismo desde mediados del siglo XIX, y este aumento ha sido mayor a la tasa media observada en los dos milenios anteriores. Entre los años 1901 y 2010 el nivel global del océano ha subido 0.19 m [0.17 – 0.21] (figura 4.2 (c)). Información y datos han demostrado que ha existido una transición lenta en el aumento del nivel del mar entre finales del siglo XIX y principios del siglo XX. Desde principios de 1970, la pérdida de masa glaciar y la expansión térmica del océano derivada del calentamiento global, explican el 75% del aumento global del nivel del océano. Entre los años 1993 y 2010, el aumento global del nivel del mar es consistente con la suma de las contribuciones provenientes de la expansión térmica del océano producto del calentamiento (1.1 mm/año [0.8 – 1.4]); de los cambios en los glaciares (0.76 mm/año [0.39 – 1.13]), la capa de hielo de Groenlandia (0.33 mm/año [0.25 – 0.41]), la capa de hielo Antártica (0.27 mm/año [0.16 – 0.33]) y el almacenamiento de agua en la tierra (0.38 mm/año [0.26 – 0.49]). La suma total de estas contribuciones corresponde a 2.8 mm/año [2.3 – 3.4] (IPCC, 2013).

La concentración de gases en la atmosfera es otro punto importante dentro del análisis de los cambios en el clima (figura 4.3). De acuerdo al IPCC (2013) las concentraciones atmosféricas de dióxido de carbono, metano y óxido nitroso se han incrementado a

niveles sin precedentes en al menos los últimos 800.000 años. La concentración de dióxido de carbono se ha incrementado un 40% desde la era pre-industrial, en primer lugar, debido a la emisión de la quema de combustibles fósiles y en segundo lugar por las emisiones netas producto del cambio de uso del suelo. Por otra parte, el océano ha absorbido el 30% de las emisiones de dióxidos por causa antropogénica, lo cual ha derivado en su acidificación. De la acumulación de CO₂ antropogénico, 240 GtC¹ [230-250] se han acumulado en la atmósfera, 155 GtC [125 - 185] se han acumulado en los océanos y 160 GtC [70 - 250] se ha acumulado en los ecosistemas naturales terrestres.

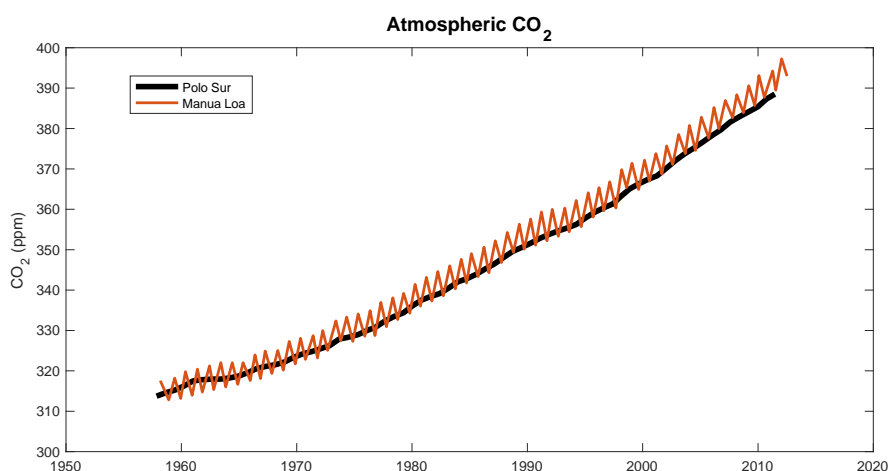


Figura 4.3. Concentración de CO₂ en la atmósfera de Mauna Loa (Hawai) (19°32'N, 155°34'W – rojo) y el Polo Sur (89°59'S, 24°48'W – negro) (Fuente: IPCC, 2013).

Para el caso de la precipitación, las variaciones son más frecuentes dada la aleatoriedad del fenómeno. El IPCC (2013) indica en su último reporte que las precipitaciones han tendido a aumentar en latitudes medias del hemisferio norte desde 1901. Adicionalmente, se han observado más eventos extremos y clima extremo desde 1950. También se plantea que es probable que el número de días y noches frías haya disminuido, y que el número de noches y días cálidos ha aumentado a escala global. Se menciona adicionalmente que es probable que la frecuencia de olas de calor haya aumentado en grandes partes de Europa, Asia y Australia. Por otro lado, la proporción de regiones donde se producen un mayor número de eventos de precipitación intensos ha aumentado. La frecuencia o intensidad de eventos de precipitación extremos ha aumentado en Norte América y Europa. En otros continentes no es posible afirmar de

¹ Billones de toneladas métricas de carbón

manera fiable que se hayan producido cambios como los señalados en las líneas anteriores.

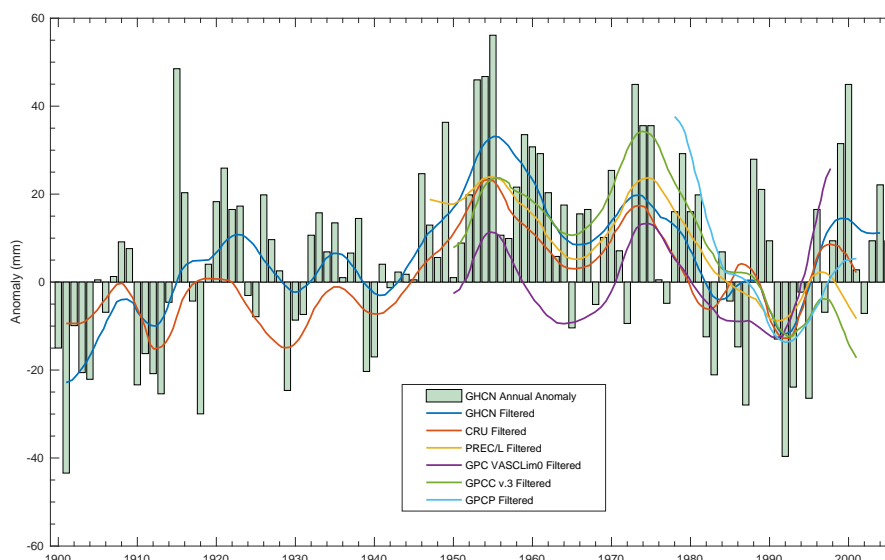


Figura 4.4. Serie temporal (1900-2005) de anomalías de precipitación terrestre mundial anual (mm), según datos de la Global Historical Climatological Network (GHCN) con respecto al período de referencia 1981-2000. Se indican también los valores alisados a escala decenal en base a los conjuntos de datos de GHCN, PREC/L, GPCP, GPCC y CRU.

Como se observa en la figura 4.4, ninguna de las estimaciones de tendencia respecto al período 1951-2005 es apreciable, habiendo bastante discrepancia entre el conjunto de datos, lo que demuestra las dificultades de monitorizar la precipitación que presenta un alta variabilidad temporal y espacial. El *IPCC* (2007) también señala que algunos modelos sugieren que un clima cada vez más cálido debido al aumento de los gases de efecto invernadero, influiría en un aumento de las precipitaciones extremas respecto de su valor medio. Por ello, la influencia antropogénica es más fácil de detectar en las precipitaciones extremas que en los valores medios. Desde la publicación del Cuarto Informe de Cambio Climático (*AR4*, 2007), se han observado nuevas evidencias directas (limitadas) de la acción antropogénica en la producción de eventos extremos de precipitación. Adicionalmente, información indirecta obtenida de nuevos estudios, indica que, el aumento de la ocurrencia de eventos extremos de precipitación, podría deberse por la influencia de factores antropogénicos en el ciclo hidrológico, y existe un nivel de confianza alto en que la intensidad de los episodios de precipitación extrema aumentará con el calentamiento global, a un ritmo que supera ampliamente el de la precipitación media. En ciertas regiones del globo, en que la cobertura de observaciones es suficiente

para proceder a la evaluación, existe un nivel de confianza medio en que el forzamiento antropogénico ha contribuido a la intensificación de precipitaciones fuertes a escala global durante la segunda mitad del siglo XX (*IPCC*, 2013).

4.3 Cambios esperados

Parte del desafío del estudio del clima es poder realizar predicciones a corto plazo (como puede ser un pronóstico meteorológico), así como también llevar a cabo proyecciones a largo plazo (escenarios futuros de cambio climático). Esto permite, por un lado, el estudio de los procesos y fenómenos que componen el clima y al mismo tiempo facilita el diseño de estrategias (adaptabilidades) que permiten estar preparados ante cambios importantes en los cuales la producción de agua es un factor preponderante.

Hoy en día se cuenta con herramientas que permiten hacer proyecciones del clima futuro. Estas han sido desarrolladas a través de las observaciones y el estudio del comportamiento de la atmósfera y los océanos. La necesidad de estudiar estos fenómenos ha conllevado el desarrollo de softwares y modelos climáticos que han permitido generar proyecciones de cambio a futuro. Dado que los cambios atmosféricos son medibles y han sido registrados a través de mediciones históricas, se ha podido contar con series de datos de gran valor, facilitando la tarea de realizar proyecciones a futuro. Dentro de estos cambios atmosféricos se encuentra el estudio de los gases de efecto invernadero. La cuantificación de la variación de ellos a través de los años y el estudio del efecto de su presencia en la atmósfera, ha llevado a plantear hipótesis o escenarios que han sido la base de la investigación relacionada con el Cambio Climático (CC). Como ya es conocido ampliamente, la presencia de gases de efecto invernadero genera un calentamiento de la superficie terrestre ya que su presencia en la atmósfera evita la pérdida de energía de la superficie terrestre. A partir de este hecho comprobado, la comunidad científica, principalmente a través del *IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)*, ha planteado diversos escenarios de concentración de gases de efecto invernadero. Estos escenarios han forzado las proyecciones hechas por los modelos climatológicos ya existentes arrojando resultados concordantes a dichos escenarios.

El *IPCC* (2013) considera que el conocimiento de los cambios actuales del clima es el resultado de la observación combinada de estudios realizados y de la simulación de

modelos. La evaluación de la habilidad de los modelos para realizar simulaciones de cambios actuales del clima requiere considerar el estado de la modelación de los componentes del sistema al inicio de la simulación, así como también de los efectos antropogénicos existentes con los cuales forzar los modelos. El *IPCC* plantea que hoy en día la existencia de nuevas observaciones y la mejora de modelos de simulación permite obtener resultados más confiables que aquellas proyecciones presentadas en el cuarto informe (*Four Assessment Report - AR4, 2007*) presentado por la institución en años anteriores. Estos nuevos resultados han permitido entender de mejor manera los efectos atribuibles a la acción humana, y detectar nuevos cambios en los componentes del sistema climático.

La institución menciona en su informe *Climate Change 2013: The Physical Science Basis* (2013) que las simulaciones climáticas a largo plazo muestran que, para efectos de la temperatura media global, entre los años 1951 y 2012, las simulaciones realizadas por los modelos climatológicos son concordantes (alto grado de confianza) con las observaciones realizadas para dicho período. Sin embargo, existen discrepancia en los resultados cuando estas observaciones son llevadas a períodos cortos de 10 o 20 años (ej. 1998 – 2012). Adicionalmente recalca que la capacidad del modelo (grado de confianza) para simular la temperatura superficial es menos eficaz a escala regional que global. Sin embargo, esta capacidad ha mejorado con relación a lo ofrecido por los modelos mencionados en el *AR4*. También señala que existe un progreso y mejora importante en la evaluación de clima y eventos extremos desde la aparición del *AR4*. La simulación de la tendencia de las medias globales para la frecuencia de días y noches cálidas y frías (extremos) para la segunda mitad del siglo XX es consistente con los datos observados. Por otro lado, se observa una mejora en la simulación de patrones a escala continental para la precipitación (a partir del *AR4*). No obstante, a escala regional, la precipitación no es simulada tan bien como se esperaría, debido a incertidumbres presentes en las observaciones.

Fenómenos naturales como el Niño y la Niña han podido ser introducidos en los modelos climatológicos mejorando su funcionamiento con relación a los modelos presentados en *AR4*. Así también, en la actualidad los modelos incluyen más nubosidad y procesos relacionados con los aerosoles en comparación con los modelos aplicados durante la evaluación del *AR4*. Sin embargo, aún no es posible evaluar cuantitativamente, con un grado de certidumbre importante, la eficacia de estos nuevos procesos en el modelo.

El *IPCC* (2013) menciona algunos de los posibles cambios proyectados a futuro. Las proyecciones para las próximas décadas muestran patrones similares de CC a aquellas proyectadas para finales del siglo XXI, pero con una magnitud un tanto menor. La variabilidad natural interna continuará siendo una influencia mayor en el clima, particularmente a corto plazo y a escala regional. A mediados del siglo XXI las magnitudes de los cambios proyectados son substancialmente afectadas por la elección de los escenarios de emisión.

Los escenarios que se mencionarán en los siguientes párrafos (*RCP – Representative Concentration Pathways*) no corresponden a los aplicados en esta tesis, ya que se trabajó con escenarios propuestos por el *IPCC* en informes anteriores al año 2013. Estos escenarios difieren de los anteriores ya que éstos incluyen series de datos de emisiones y concentraciones de todo el abanico de gases de efecto invernadero, aerosoles y gases químicamente activos, así como también tipo de cobertura y cambios en el uso del suelo. Como se observa, solo se agregan más detalle dentro de los escenarios que van en la dirección de lo esperado, ya que el sistema al ser dinámico, requiere de actualizaciones que permitan una mejor simulación de su comportamiento. Esto no invalida los resultados obtenidos en esta tesis con los escenarios propuestos anteriormente, sino que más bien, comprueba el hecho de que este tipo investigaciones deben ser actualizadas periódicamente. En el apartado 4.7 de esta tesis se explicará la equivalencia de los escenarios utilizados en este trabajo, con los nuevos escenarios de cambio propuestos en el *Fifth Assessment Report – AR5*, publicado por el *IPCC* en el año 2013.

Los escenarios *RCP*² normalmente se refieren a la porción de huellas de concentración que se extienden hasta el año 2100, los cuales producen a través de Modelos Integrados de Evaluación (*Integrated Assessment Models - IAM*), los correspondientes escenarios de emisiones. Las Huellas de Concentración Extendidas (*Extended Concentration Pathways - ECP*) describen las extensiones de los *RCP* desde el 2100 al 2500 que fueron calculados a través de reglas simples generadas por las administraciones implicadas y que no representan completamente de manera consistente los escenarios. Cuatro *RCP* generados por los *IAM* fueron seleccionados desde la literatura publicada, y fueron utilizados en el reporte del *IPCC* (2013) como base para las predicciones y proyecciones climatológicas presentadas en esta revisión.

² Explicación de los nuevos escenarios de Cambio Climático en anejo 10.1.

Al hablar de proyecciones esperadas a futuro, tres son las principales variables que se tienden a mirar: temperatura, precipitación y nivel del mar (también relacionado con el derretimiento de los hielos). El cambio de una de estas tres variables, o la combinación de todas ellas, estaría causando serios problemas a nivel social. Es indudable que estos afectarían tanto ecosistemas terrestres como marinos, generando cambios que afectarían directamente al hombre. El *IPCC* (2013) en su último informe de cambio climático menciona las proyecciones esperadas para el próximo siglo, tomando como consideración el grado de incertidumbre de dichas proyecciones calificándolas de poco probable, probable y muy probable.

De acuerdo al *IPCC* (2013) el cambio de la temperatura media global de la superficie terrestre para el período comprendido entre 2016 y 2035 en relación al período entre 1986 y 2005, estará probablemente en el rango de 0.3 – 0.7°C (grado medio de certidumbre). Esta proyección deriva de una serie de líneas de evidencia, asumiendo que no habrá erupciones volcánicas importantes o cambios seculares en la radiación solar que afecten este aumento de la temperatura. Adicionalmente se espera que las temperaturas medias anuales y estacionales sean mayores en las áreas tropicales y subtropicales que en las latitudes medias (alto grado de confianza). Por otro lado, el incremento global medio de la temperatura para el período entre 2081 y 2100 con relación al período entre 1986 y 2005, se proyecta que probablemente aumente en el rango de 0.3 – 1.7°C (escenario *RCP2.6*), 1.1 – 2.6°C (escenario *RCP4.5*), 1.4 – 3.1°C (escenario *RCP6.0*) y 2.6 – 4.8°C (*RCP8.5*). También se espera que el Ártico se caliente más rápido que la media global, con un calentamiento medio de la superficie mayor que sobre el océano (alto grado de confianza). Adicionalmente se proyecta que a futuro habrá temperaturas extremas (frío y calor) más frecuentes en la mayoría de la superficie terrestre a nivel diario y estacional en la medida que la temperatura aumente. También se esperan olas de calor que ocurrirían con mayor frecuencia y duración, así como también inviernos ocasionalmente extremos. La figura 3.5 muestra las proyecciones de la temperatura terrestre para cada escenario analizado (a), el cambio en la extensión del hielo terrestre (b), así como también el cambio de la temperatura media de la superficie terrestre (c) para los años señalados en la figura.

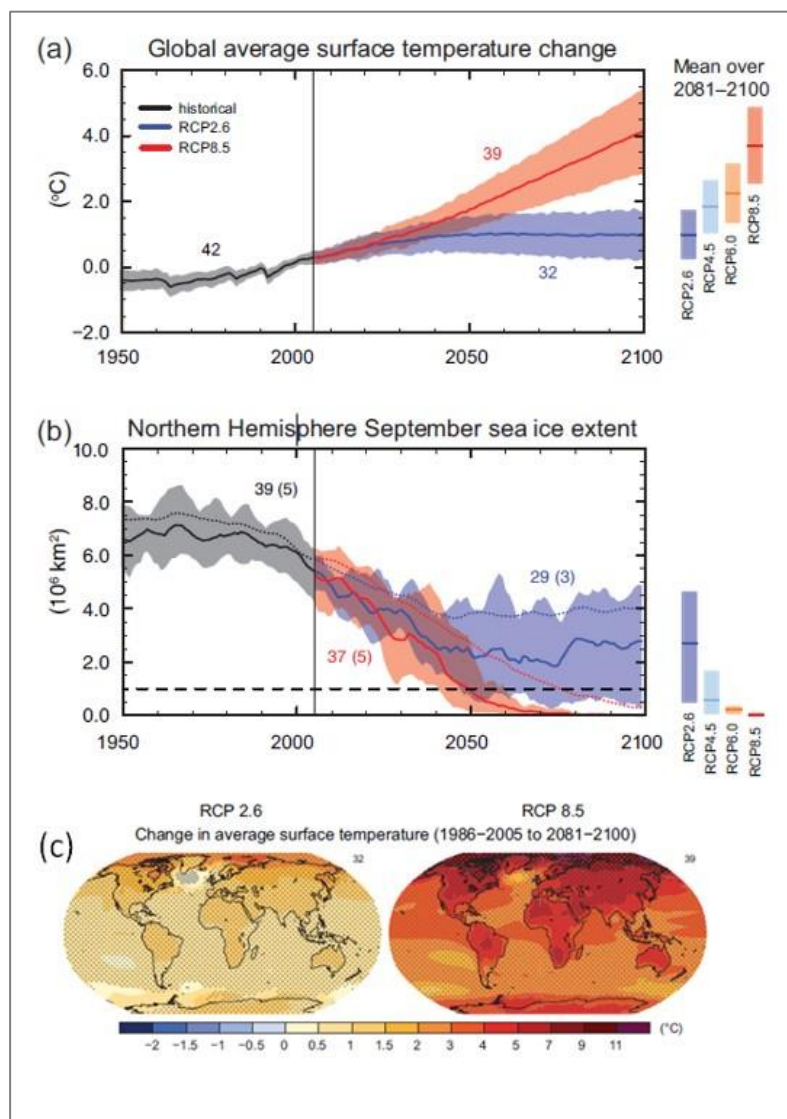


Figura 4.5. Proyección de la temperatura para los 4 escenarios analizados y la disminución de la extensión de los hielos entre los años 1950 y 2100 (Fuente: IPCC, 2013).

Otra de las proyecciones relacionadas con el ciclo del agua también presenta cambios observados. El IPCC (2013) proyecta cambios en el ciclo del agua para las próximas décadas, los cuales presentan patrones a gran escala similares a aquellos de finales de siglo, pero con menor magnitud. Los cambios a corto plazo a escala regional, estarán fuertemente influenciados por la variabilidad interna natural y podrían también ser afectados por las emisiones antropogénica de aerosoles. Es probable que en latitudes altas y en el pacífico ecuatorial, exista un aumento en la media anual de la precipitación al final de siglo, tomando como escenario el *RCP5.8*. En varias latitudes medias y regiones subtropicales secas, la precipitación media probablemente bajará, mientras que, en muchas latitudes medias húmedas, la precipitación media probablemente se

incrementará al final de siglo (escenario *RCP5.8*). Adicionalmente eventos de precipitación extrema que se producen sobre superficies en latitudes medias y sobre las regiones tropicales húmedas, tienen un alto grado de probabilidad de aumentar en intensidad y frecuencia a final de siglo, en la medida que la temperatura global media también aumente.

También es probable que a nivel global las áreas afectadas por monzones aumenten. Aun cuando los vientos tenderán a disminuir, la intensidad de las lluvias aumentará debido al aumento de la humedad atmosférica. Adicionalmente existe un alto grado de certidumbre de que la oscilación conocida como “el Niño” se mantendrá de manera dominante como la variabilidad interanual más importante del pacifico tropical. La figura 4.6 muestra la variabilidad y cambio probable de la precipitación a nivel global.

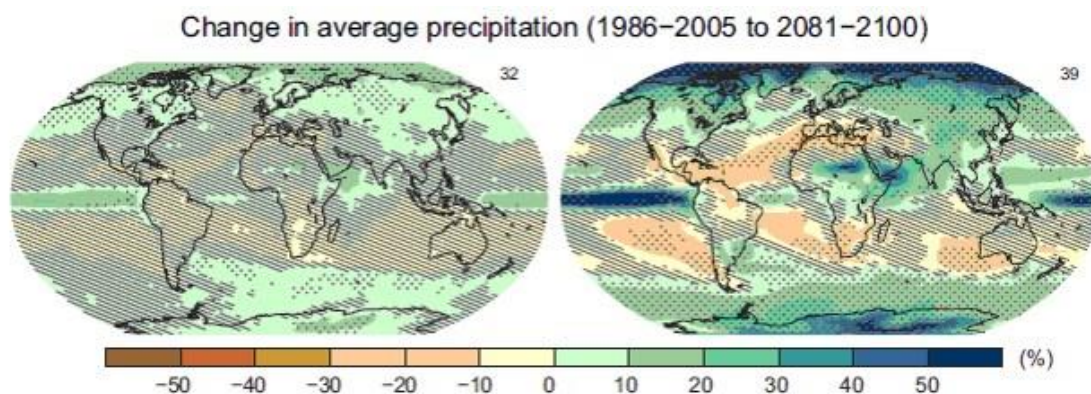


Figura 4.6. Cambio porcentual promedio de la precipitación anual media (*Fuente: IPCC, 2013*).

El reporte del IPCC (2013) también menciona que es probable que el nivel del mar siga aumentando, y que es altamente probable que excederá al valor observado entre los años 1971 y 2010. Esto se debería principalmente al aumento del calentamiento del océano y el incremento del derretimiento de los glaciares y capas de hielo. Las proyecciones indican que es probable que el mar aumente su nivel con rangos que van desde los 0.26 hasta los 0.82 m, según los últimos escenarios propuestos en la proyección (figura 4.7). Por otro lado, también se menciona que aún falta evidencia para evaluar la probabilidad del aumento del nivel del mar a nivel global, debido aun a la capacidad de los modelos utilizados para estos fines. Por lo tanto, sus proyecciones aún no son del todo concluyentes.

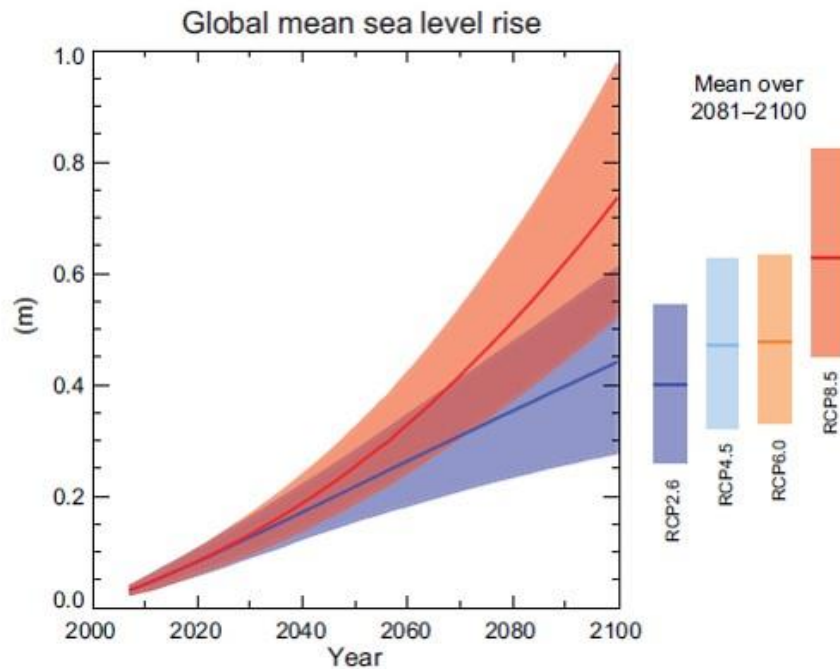


Figura 4.7. Cambio del nivel del mar para escenarios de cambio climático (*Fuente: IPCC, 2013*).

Lo explicado en los párrafos anteriores implica que es altamente esperable que cambios atmosféricos tengan un impacto directo en el sistema hidrológico generando una tendencia y dinámica distinta a futuro. Algunos de estos cambios ya son palpables en algunos sectores del planeta, siendo estos principalmente gobernados por la ausencia de precipitaciones. Sin embargo, si los pronósticos climatológicos se cumplen, el ciclo hidrológico se verá altamente influenciado y, por lo tanto, todos los procesos asociados a éste, serán modificados. Es importante conocer esta variabilidad para así poder encontrar adaptabilidades y manejos adecuados en donde la fragilidad climática es un factor importante.

4.4 Situación climática observada en la península Ibérica

Debido a que el trabajo se enmarca dentro de cuencas incluidas en la península Ibérica, es necesario conocer la situación actual del lugar y qué proyecciones se esperan a futuro.

El cambio climático en España está definido principalmente por la variabilidad en la temperatura y la precipitación. La temperatura del aire en la España peninsular ha mostrado indudables signos de calentamiento entre los años 1850 y 2005, habiéndose estimado de moderadas a altas las tasas de incremento térmico en comparación con las estimadas a mayores escalas espaciales (Jones and Moberg, 2003)(Jones y Moberg, 2003).

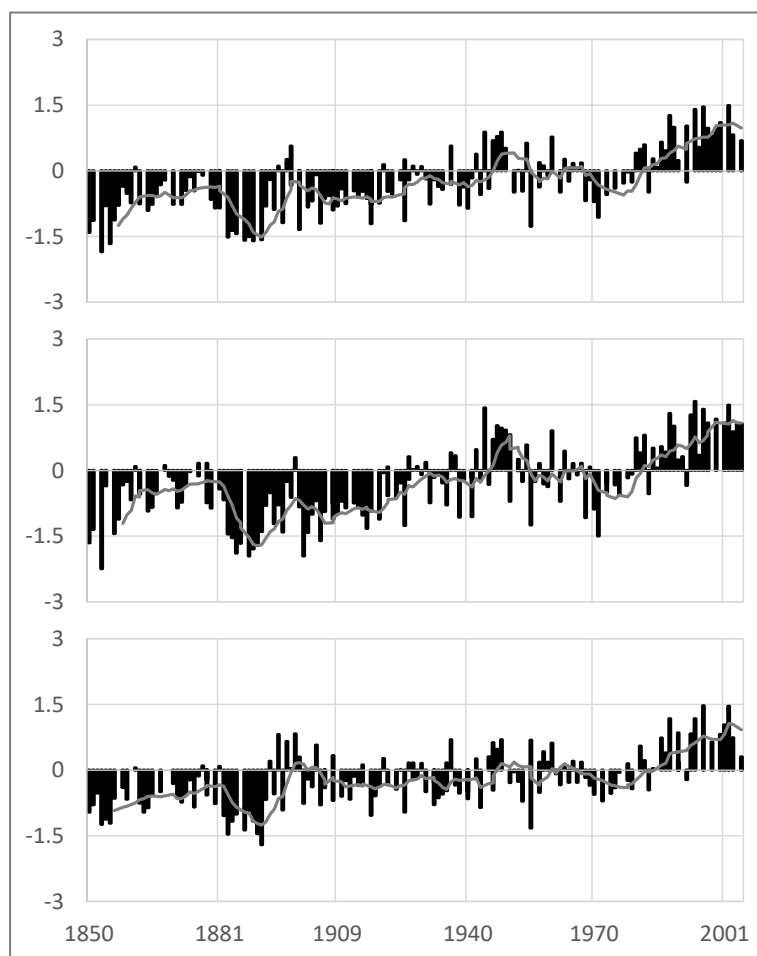


Figura 4.8. Variaciones interanuales (1850-2005) de las anomalías promedio anual de las temperaturas medias (panel superior), máximas (panel intermedio) y mínimas (panel inferior) diarias (columnas en negro), suavizadas por un filtro Gaussiano de 13 términos (línea gris) (Fuente: AEMET).

De la figura 4.8 se aprecia que hasta el año 1970 aproximadamente existe una variabilidad de la temperatura sin existir un patrón definido de aumento o disminución. Se pueden observar diferentes episodios de incremento (de inicios del siglo XX a su mitad y de 1973 en adelante) y decrecimiento (de 1950 a 1970) de las temperaturas, conduciendo respectivamente a fases cálidas (la centrada en la década de 1940) y frías

(las décadas de 1880 y 1970). Sin embargo, se destaca en el gráfico el fuerte y abrupto calentamiento observado desde 1973 hasta el presente. Durante el período 1901-1949, el calentamiento anual estuvo ligeramente más influido por los incrementos en las estaciones equinocciales, seguidas del verano. Las temperaturas diurnas (T_{\max}) fueron las que contribuyeron más claramente al calentamiento durante la primera mitad del siglo XX (AEMET, 2009). Para el reciente episodio de calentamiento acelerado (1973-2005), se han estimado las más altas tasas de cambio entre el conjunto de periodos analizados, llegando a casi cuadruplicar el incremento térmico estimado a largo plazo (tanto para 1850-2005 como para 1901-2005) y casi a duplicar las tasas calculadas para la fase inicial de calentamiento del siglo XX. El incremento de temperaturas en base anual ha sido principalmente el resultado del ascenso térmico observado en las primaveras y veranos. Finalmente, el incremento de las T_{med} se debe a las mayores tasas de cambio estimadas para las T_{\max} en comparación con las calculadas para las T_{\min} durante 1850-2005 (1901-2005). Ello es indicativo de que las temperaturas diurnas se han incrementado más rápidamente que las temperaturas nocturnas, especialmente durante el siglo XX. A este calentamiento diferencial diario han contribuido particularmente los más vigorosos incrementos de las estaciones equinocciales y del invierno durante 1850-2005 (AEMET, 2009).

Para el caso de la precipitación las tendencias no son tan definidas como para la temperatura. En muchos casos las proyecciones realizadas por el IPCC son de difícil verificación para el caso de España dada la alta complejidad de la distribución espacial y temporal de la lluvia, que corresponde a una de las características más importante en la península por su condición mediterránea. Diversos estudios como aquel realizado por Artola (1997), dieron como resultado que, al analizar las 53 series pluviométricas más largas de España hasta el año 1990, existe una tendencia al alza en el norte y noroeste y una tendencia decreciente en el sur y sureste peninsular. Adicionalmente se encontró que en el centro no se apreciaba una tendencia definida. Si el análisis se refiere al último tercio del s. XX, se aprecia una reducción significativa de la cantidad de precipitación en algunas comarcas que cubren España peninsular y Baleares, como son la parte oriental y pirenaica de la cuenca del Ebro (Abaurrea et al., 2001), el sur de España peninsular (Rodrigo et al., 1999) y la Comunidad Valenciana (De Luis et al., 2000).

El manejo y disponibilidad de los recursos hídricos, dependerá directamente de la precipitación y la incertidumbre asociada a ella, y esto puede ser una dificultad dado el carácter aleatorio de la precipitación. Por lo tanto, es aconsejable, desde el punto de vista de esta tesis, profundizar en escenarios de variabilidad espacial y temporal de las

precipitaciones ya que esto representa una herramienta válida de estudio e investigación cuando se desea predecir las reacciones del ciclo hidrológico a los cambios del clima. En la medida que estas variaciones sean conocidas, será posible realizar un adecuado manejo de los recursos hídricos.

4.5 Modelos de Circulación General del clima (GCM)

El interés del hombre por predecir situaciones es una constante a lo largo de la evolución social y económica humana. Este adelantamiento a situaciones que tienen un cierto grado de probabilidad de suceder, le permite al hombre estar preparado al cambio. Esto genera conocimiento y al mismo tiempo medidas de adaptabilidad que le permiten proyectar el desarrollo a futuro.

El clima como componente esencial del desarrollo humano no está exento de lo mencionado en el párrafo anterior. La incapacidad del hombre de poder controlar la naturaleza (principalmente el clima) ha conllevado a su progresiva adaptabilidad a ella. A partir de aquí, nace la importancia de poder predecir ciertas situaciones. La necesidad de predecir (a corto plazo) o bien proyectar (a largo plazo) el clima, es importante para poder convivir con este tipo de fenómenos. Para llevar a cabo estas necesidades ha sido necesario el estudio profundo del clima y sus componentes, para poder evaluar su comportamiento histórico y actual. A partir de este conocimiento, e integrando herramientas de apoyo, se ha podido (de manera acotada) detectar cambios en el clima en el pasado y seguidamente, proyectar cambios a futuro tomando como punto de inicio las observaciones existentes.

El desarrollo de modelos climáticos ha sido un proceso clave para proveer a la población de alertas tempranas en la previsión de fenómenos climatológicos, así como también en las predicciones de los posibles cambios futuros del clima.

Un modelo climático se podría definir como una representación matemática de los procesos que ocurren en el sistema climático. Según Peixoto y Oort (1992), este sistema climático estaría compuesto por cinco componentes: atmósfera, hidrosfera, criosfera, litosfera y biosfera. Entre cada uno de estos componentes se estarían produciendo enormes intercambios de materia, calor y cantidad de movimiento, e incesantes

interacciones mediante multitud de procesos físicos, químicos y biológicos, implicando esto una alta complejidad del sistema climático terrestre.

Hace una década, la importancia del océano en los procesos climatológicos era subestimada por los investigadores y la influencia del océano en el sistema climático no era totalmente evaluada. Sin embargo, a través de los años se entendió que el océano desempeña un papel crucial en el clima del planeta y su variabilidad, en el mismo orden de magnitud que ejerce la atmósfera. Por ende, la única forma de entender el sistema climático es a través del conocimiento del océano y la atmósfera, y cualquier predicción climática que se quiera llevar a cabo debe intentar evaluar cambios tanto en el océano como en la atmósfera. Actualmente los modelos en que la atmósfera y océano interactúan se les conoce como Modelos Generales de Circulación Atmósfera-Océano (conocidos en inglés como *Atmosphere-Ocean General Circulation Models, GCM*).

La utilización y desarrollo de los llamados Modelos de Circulación General del clima (*GCM*), corresponde a la última herramienta de evaluación de los cambios climatológicos. Los *GCM* resuelven las ecuaciones de atmósfera y océanos aproximadamente por celda volumétricas (*grids*) o cajas, que tienen un valor asignado que puede ser para la velocidad del viento, temperatura, humedad (atmósfera) y salinidad (océanos). Los *GCM* se basan en la resolución del conjunto de ecuaciones matemáticas que expresan las leyes de la Física que gobiernan la dinámica de la atmósfera y el océano. Es un complejo sistema no-lineal de ecuaciones diferenciales que no tiene solución analítica. Por ello, han de resolverse de forma aproximada aplicando técnicas numéricas, que requieren dividir el espacio ocupado por la atmósfera y el océano en celdillas tridimensionales. En cada una de ellas se asignan valores medios de las variables que caracterizan el estado de la atmósfera y el océano, como temperatura, velocidad del movimiento del aire, densidad, etc. Dicha asignación se realiza a partir de observaciones directas o indirectas de tales variables a escala global en un determinado instante inicial. Para derivar las evoluciones temporales de las variables en cada celdilla de la malla del modelo se resuelven las ecuaciones a partir de los valores iniciales. Estas evoluciones se obtienen en intervalos temporales discretos (paso temporal), cuya duración debe estar en concordancia con el tamaño de las celdillas. Cuanto menor sea dicho tamaño, también ha de serlo el paso temporal. La resolución espacial de la parte atmosférica de los *GCM* actuales varía entre 2° y 10° de latitud y longitud en la horizontal (1° latitud = 111.1 km, 1° longitud = 111.1 km en el Ecuador, cero en los polos) y en la vertical se consideran de 10 a 30 capas entre la superficie y el tope superior de la atmósfera, cada una con espesores variables, mientras

que las resoluciones horizontales y verticales de la parte oceánica suelen ser similares o algo superiores a las atmosféricas (De Castro et al., 2005).

Una parte de la fiabilidad de los GCM depende directamente del manejo de la información de entrada. Por ejemplo, la consideración de la topografía influye en el tipo de información proyectada por el GCM. Esto se relaciona con la resolución del modelo, ya que el valor de una variable proyectada, como puede ser la precipitación o la temperatura, esta promediada para una superficie de dimensiones considerables. Se genera así una fuente de error importante en terrenos con topografía variable y con fenómenos climatológicos específicos (ej. Precipitaciones orográficas o convectivas), ya que el modelo termina generando un valor promedio de una zona que puede presentar una alta variabilidad meteorológica.

El tamaño de cada celda o caja es lo que se conoce como resolución espacial del modelo. En este sentido, mientras más pequeña es la caja, mejor resolución tendrá el modelo. Harvey et al. (1997), plantea que en los GCM la realidad de estos mejorará en la medida que la resolución sea mayor. Por otro lado, Hewitson y Crane (1996) dicen que cualquier sociedad que intente estar preparada al cambio climático necesita de modelos de finas resoluciones espaciales (ej. cuencas). Esto significa que la resolución de los modelos globales no es capaz de predecir fenómenos a escala pequeña, por lo cual la tarea de evaluar cambios locales se hace aún más compleja (ej. Información de eventos de tormenta en cuencas hidrológicas para determinar escorrentía y recarga).

La escala de precisión de los GCM está directamente en contraposición a las necesidades de la sociedad. Los GCM entregan herramientas e información en términos de latitud y longitud y funcionan mejor a escalas temporales para valores medios mensuales, estacionales o anuales. Sin embargo, las necesidades de evaluar impactos requieren escalas espaciales del orden de 100 km² o menores, y al mismo tiempo una escala temporal la cual sea capaz de capturar el comportamiento y naturaleza de cada episodio. Debido a estas razones, la escala y resolución de estos modelos es un tema importante a considerar cuando los estudios son realizados a escala local. Es aquí donde las técnicas de escalado (*downscaling*) cumplen un rol importante.

Existe una gama importante de GCM utilizados y desarrollados por centros de estudios meteorológicos para la realización de proyecciones futuras.

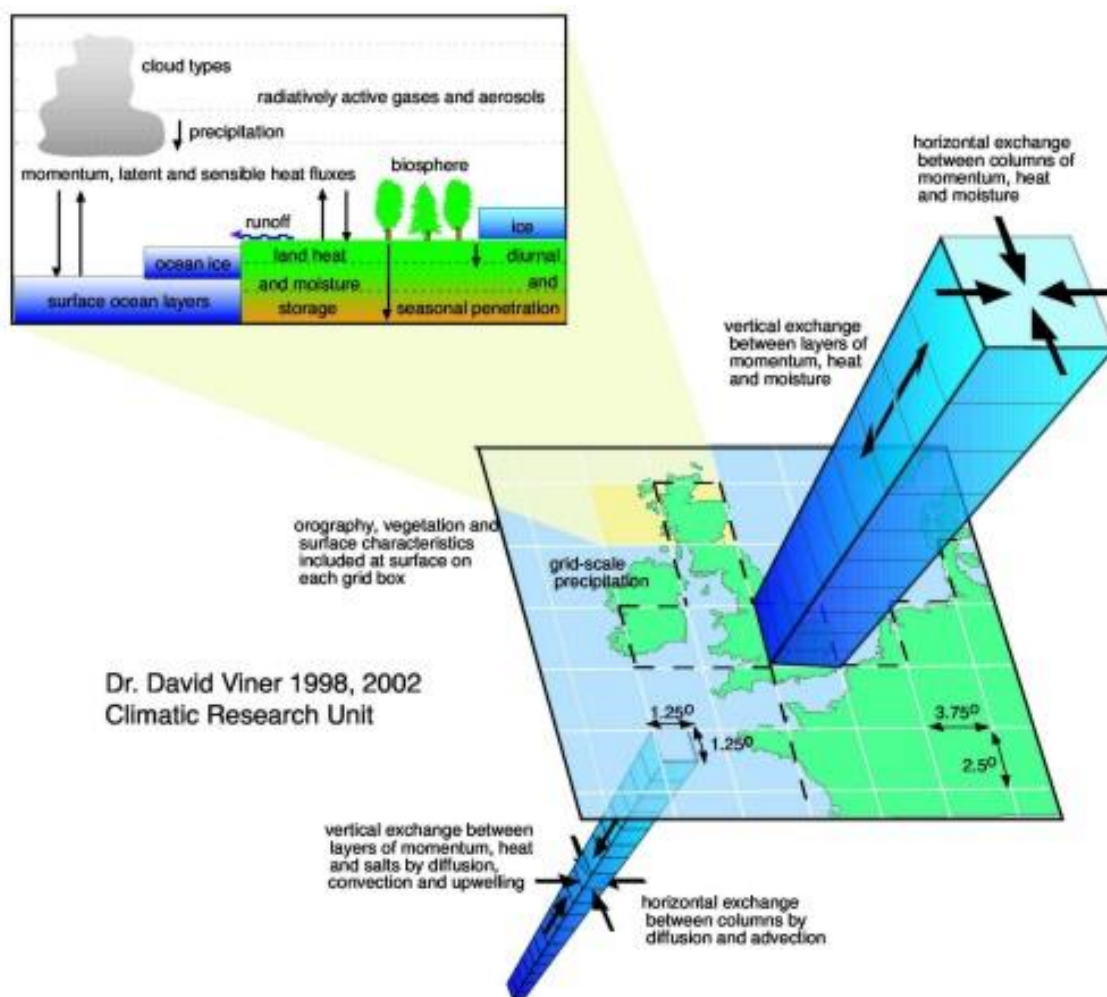


Figura 4.9. Esquema de un modelo Climático de Circulación General (Fuente: Viner, Climatic Research Unit).

La figura 4.9 muestra cómo funciona un *GCM* y como es tratada cada caja en el modelo. De la figura también puede observarse que la resolución espacial de cada modelo es el factor limitante cuando se desean predecir fenómenos a medio y largo plazo a una escala local. Como se ha hecho referencia en párrafos anteriores, los modelos son acoplados entre atmósfera y océano, con cada caja evaluando interacciones en sentido vertical y horizontal (3D).

A continuación, la tabla 4.1 muestra algunos de los *GCM* actualmente en uso.

Tabla 4.1. Modelos climatológicos utilizados en la actualidad.

Modelo	Entidad
<i>HIRHAM 5 (based on HIRLAM)</i>	<i>Danish Meteorological Institute, Denmark</i>
<i>HadCM3 A2</i>	<i>Hadley Centre, United Kingdom</i>
<i>HadCM3 B2</i>	<i>Hadley Centre, United Kingdom</i>
<i>HadAM3H A2</i>	<i>Hadley Centre, United Kingdom</i>
<i>HadAM3H B2</i>	<i>Hadley Centre, United Kingdom</i>
<i>HadRM3H</i>	<i>Hadley Centre, United Kingdom</i>
<i>CHRM</i>	<i>ETH Zürich, Switzerland</i>
<i>ECHAM6</i>	<i>Max-Planck Institut, Germany</i>
<i>COSMO-CLM</i>	<i>German Weather Service, Germany</i>
<i>REMO</i>	<i>Max-Planck Institut, Germany</i>
<i>RCAO</i>	<i>Swedish Meteorological and Hydrological Institute</i>
<i>RegCM</i>	<i>International Centre for Theoretical Physics, Italy</i>
<i>RACMO</i>	<i>Royal Netherlands Meteorological Institute</i>
<i>Arpège</i>	<i>Groupe de Météorologie de Grande Echelle et Climat (GMGEC) METEO-FRANCE & CNRS (URA1357)</i>

Es importante mencionar que los GCM incluyen en sus cálculos relaciones matemáticas empíricas o semiempíricas de otros componentes del sistema climático como la criosfera, la superficie del suelo o la vegetación lo que permite una caracterización más local de los fenómenos climáticos. De acuerdo al IPCC (2007), los modelos más complejos incluyen la representación del ciclo del carbono, así como también intercambios entre la atmósfera, la biosfera, los océanos y representaciones de procesos que afectan a los aerosoles en la atmósfera, como reacciones químicas, agregación, deposición y efectos en la formación de nubes. Así se incluye indirectamente la evaluación de la actividad humana en los cambios climatológicos (perturbaciones en el modelo), permitiendo de esta manera realizar proyecciones climatológicas bajo escenarios más realistas en los cuales los fenómenos antrópicos cumplen un importante rol. Las simulaciones de clima actual llevadas a cabo por los

GCM se llevan a cabo considerando la evolución de valores observados de concentraciones atmosféricas de Gases de Efecto Invernadero (GEI).

4.6 Proyección de la concentración de los Gases de Efecto Invernadero (GEI) en la atmósfera y definición de escenarios de Cambio Climático

Existe una amplia gama de modelos climáticos aplicados por centros de estudios y entidades públicas a nivel mundial y nacional (ver tabla 4.1). En alguno de estos casos, los modelos han sido adaptados a condiciones locales a fin de realizar una predicción más precisa de acuerdo a la situación geográfica de cada zona de estudio. Centros de estudio como el *Max Planck Meteorological Institute* han aplicado y desarrollado modelos del clima en los últimos años. Estos modelos realizan proyecciones del clima bajo escenarios de Cambio Climático (CC) en Europa y el resto del mundo. Estos escenarios han sido propuestos y diseñados por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC). Dichos escenarios han sido condicionados de acuerdo a las emisiones de CO₂ y aerosoles en la atmósfera y las posibles proyecciones futuras de éstas.

Se han propuesto distintos escenarios de cambio climático a distintos horizontes de predicción. Los GCM son forzados transitoriamente con las evoluciones de los niveles de GEI y aerosoles acumulados en la atmósfera (De Castro et al., 2005). De esta manera se proponen escenarios o también llamados “escenarios de emisiones” que incluyen variaciones del contenido de CO₂ y aerosoles en la atmósfera de acuerdo al desarrollo demográfico y socio-económico del planeta. Estos escenarios de emisión han sido elaborados por el IPCC en base a proyecciones que describen las evoluciones futuras del crecimiento poblacional, la demanda de energía, la eficiencia en su consumo, el crecimiento económico global, entre otras consideraciones (Nakicenovic et al., 2000).

Se han realizado proyecciones a modo de cuantificar las emisiones antropogénicas futuras de los GEI y compuestos de azufre. Se definieron 6 escenarios en función de dichas emisiones (CO₂ y SO₂). Estos escenarios son posteriormente utilizados para realizar proyecciones climatológicas con los GCM. El tercer informe del IPCC (2007) muestra los resultados de las simulaciones detalladas realizadas por los GCM, para diversas evoluciones de los GEI y aerosoles azufrados a lo largo de los siglos XX y XXI. Las simulaciones abarcan 240 años, de 1860 a 2100. Para el caso de los 140 primeros

años (1860-2000) se considerarán las concentraciones observadas en la atmósfera durante el período señalado, además de observaciones de aerosoles azufrados. A partir del año 2000 se tienen en cuenta las diferentes estimaciones proyectada por los escenarios.

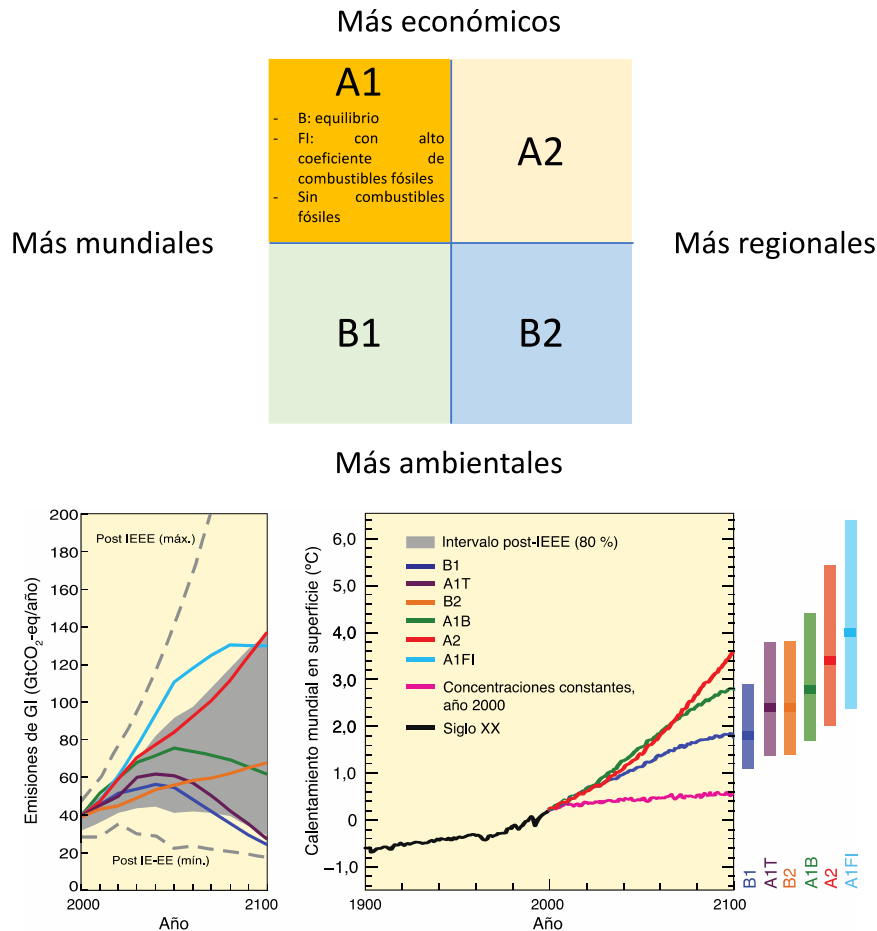


Figura 4.10. Evolución de las emisiones globales de GEI para los escenarios de cambios propuestos por el IPCC (Fuente: IPCC, 2007).

La figura 4.10 muestra los escenarios futuros para las concentraciones y emisiones de CO₂ y SO₂ para los distintos escenarios propuestos por el IPCC (2007). Se observa claramente la variabilidad de las proyecciones dependiendo del escenario utilizado. Cada línea de color representa un escenario futuro que se define de la siguiente manera:

Escenarios A1FI, A1T y A1B: el escenario A1 describe un mundo futuro con un muy rápido crecimiento económico, una población que alcanza un punto máximo a mediados de siglo y decrece posteriormente, y una rápida introducción de tecnologías nuevas y

más eficaces. Los principales problemas son la convergencia entre las regiones, el desarrollo de la capacidad y un aumento de las interacciones culturales y sociales, con una importante reducción de las diferencias regionales en el ingreso per cápita. El conjunto del escenario A1 se desarrolla en tres grupos que muestran las direcciones alternativas del cambio tecnológico en el sistema energético. Los tres grupos A1 se distinguen por un énfasis en las tecnologías: con alto coeficiente de combustibles fósiles (A1FI), fuentes de energía no derivadas de combustibles fósiles (A1T) y un equilibrio en todas las fuentes (A1B). El “equilibrio” se define como la no dependencia de un tipo de energía en particular, o la aplicación de niveles parecidos de mejora a todas las fuentes de energía y tecnologías para usos finales (IPCC, 2007).

Escenario A2: el escenario A2 es muy heterogéneo. Sus características más distintivas son la autosuficiencia y la conservación de las pautas locales. Las pautas de fertilidad en el conjunto de las regiones convergen muy lentamente, con lo que se obtiene una población mundial en continuo crecimiento. El desarrollo económico está orientado básicamente a las regiones, y el crecimiento económico por habitante, así como el cambio tecnológico, está más fragmentado y es más lento que en otras líneas evolutivas (IPCC, 2007).

Escenario B1: el escenario B1 describe un mundo convergente y con la misma población mundial, que alcanza su punto máximo a mitad de siglo y disminuye posteriormente, tal y como sucede en el escenario A1, pero muestra un cambio rápido en las estructuras económicas, hacia una economía de servicios e información, con reducciones en las tecnologías con un alto coeficiente de materiales y la incorporación de tecnologías limpias y que utilizan eficientemente los recursos. Este escenario hace hincapié en encontrar soluciones globales a las cuestiones de sostenibilidad económica, social y ambiental, incluido un mejoramiento en términos de equidad, pero sin contar con iniciativas climáticas adicionales (IPCC, 2007).

Escenario B2: el escenario B2 describe una situación en donde se pone énfasis en las soluciones locales para sostenibilidad económica, social y ambiental. Indica un mundo en que la población mundial aumenta constantemente, aunque a un ritmo menor que el A2, con niveles intermedios de desarrollo económico, y un cambio tecnológico más lento y más diverso que en B1 y A1. El escenario también se orienta a la protección ambiental y la equidad social, pero se centra en la situación local y regional (IPCC, 2007).

Los escenarios de Cambio Climático (CC) propuestos por el *IPCC* en el cuarto informe (*ASR4*, 2007) relacionaban los cambios con cuatro variables fundamentales. Se proponían dos familias de escenarios de CC. Por un lado, escenarios más favorables, que se le denominó escenarios más ambientales (B) y los escenarios en que prevalecía el principio económico sobre el ambiental (escenarios A). Los escenarios tipo A eran considerados los más restrictivos, es decir, los más pesimistas, en los cuales las concentraciones de GEI aumentaba considerablemente (bajo principios económicos) forzando a los *GCM* a generar proyecciones de CC en que la temperatura registraba los mayores aumentos. Dentro del escenario A existía una división que se le llamó, A1 y A2, que representaban los cambios proyectados a escala territorial. Esto quiere decir que el escenario A2 estaba diseñado para generar proyecciones más regionales que los A1, que enfocaban sus proyecciones a nivel mundial. Lo mismo sucede con el escenario B, dividido en dos familias de escenario, B1 y B2, que enfocaban los escenarios a nivel mundial (B1) y a nivel regional (B2).

La tabla 4.2 muestra algunos de los *GCM* utilizados por el *IPCC* en su tercer informe de Cambio Climático (2007) para la evaluación del cambio climático para los distintos escenarios de cambio climático.

Tabla 4.2. Modelos utilizados para las proyecciones de escenario de Cambio Climático. El tamaño horizontal de las celdillas atmosféricas y oceánicas se expresa en grados de latitud-longitud, y entre paréntesis se indica el número de niveles en la vertical (Fuente: IPCC, 2007).

Modelo	Centro (País)	Resolución Atmosférica (km)	Resolución Oceánica (km)	Escenarios simulados
CCSR/NIES	CCSR/NIES (Japón)	5.6 x 5.6 (20)	2.8 x 2.8 (17)	A1, A1 FI, A1T, A2, B1, B2
CGCM 1,2	CCC (Canadá)	3.7 x 3.7 (10)	1.8 x 1.8 (29)	A2, B2
CSIRO-Mk2	CSIRO (Australia)	5.6 x 3.2 (9)	5.6 x 3.2 (21)	A1, A2, B1, B2
ECHAM4/OPYC3	MPIM (Alemania)	2.8 x 2.8 (11)	2.8 x 2.8 (11)	A2, B2
GFDL R30 c	GFDL (EEUU)	2.25 x 3.75 (14)	1.875 x 2.25 (18)	A2, B2
HadCM3	UKMO (UK)	2.5 x 3.75 (19)	1.25 x 1.25 (20)	A2, A1FI, A2, B1, B2

4.7 Comparación de los antiguos escenarios de Cambio Climático (IPCC, 2007) y los últimos escenarios propuestos por el IPCC (2013)

Los SRES están agrupados en cuatro familias (A1, A2, B1 y B2) que exploran vías de desarrollo alternativas incorporando toda una serie de fuerzas demográficas, económicas y tecnológicas, junto con las emisiones de Gases de Efecto Invernadero (GEI) resultantes. A continuación, la figura 4.11 muestra los escenarios SRES y la tendencia que tendría cada uno de ellos en función de las emisiones de CO₂ al horizonte de proyección del 2100.

Modelos climatológicos desarrollados en diversas instituciones que estudian el clima han generado diferentes proyecciones de cambio climático hasta el año 2100. Es el caso del *Max Planck Institute* que a través de su modelo climatológico ECHAM5 realizó proyecciones de cambio climático para los escenarios de cambio B1 y A2 del cuarto informe del IPCC (2007). Dichas proyecciones representaron en su momento escenarios de cambio para la precipitación y la temperatura futura.

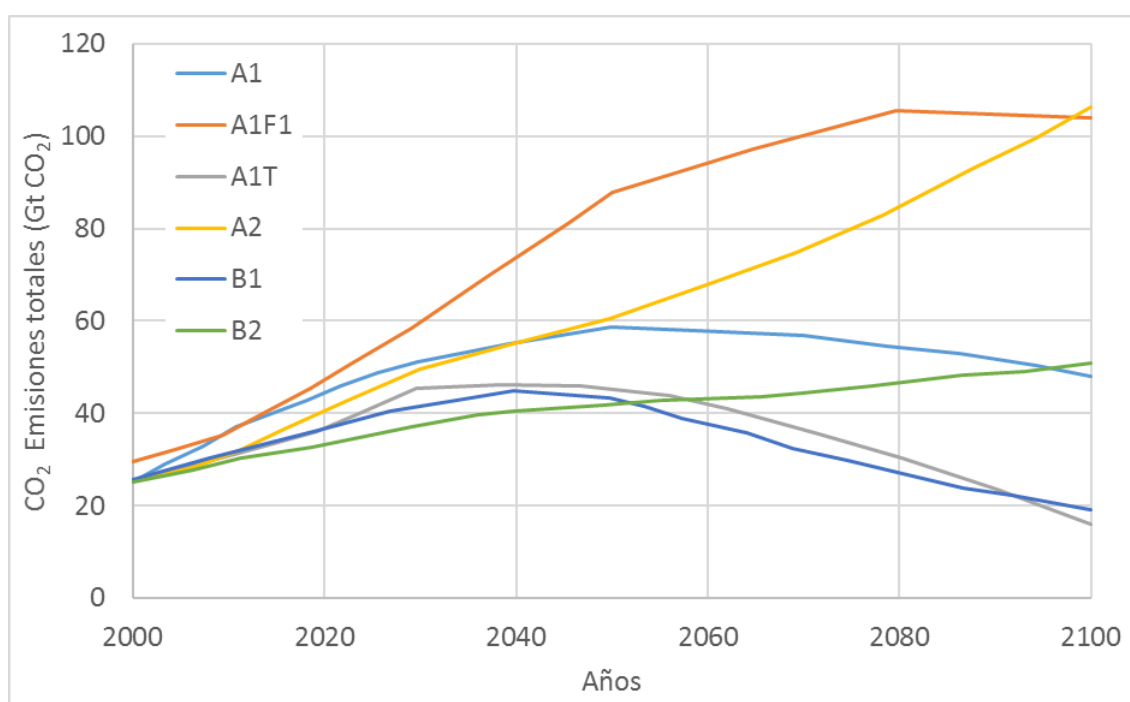


Figura 4.11. Comparación de escenarios a largo plazo para las emisiones de CO₂ (Weyant et al., 2006).

Considerando que la investigación en temas climatológicos es dinámica y avanza a la mano de las últimas desarrollos e investigaciones, es también esperable que no exista gran diferencia entre las diversas proyecciones presentadas en los distintos informes del IPCC hasta la fecha. Por esta razón este apartado pretende determinar si las proyecciones del 4^{to} informe del IPCC son consistentes con las proyecciones del 5^o informe, con el fin de validar las investigaciones asociadas a la evaluación de los escenarios de cambio más antiguos.

Los nuevos escenarios describen diferentes trayectorias para las emisiones de los GEI y su concentración atmosférica, para los gases contaminantes y para el uso del suelo. Los *RCP* incluyen un escenario riguroso de mitigación (*RCP2.6*), dos escenarios intermedios (*RCP4.5* y *RCP6.0*) y un escenario con altas emisiones de GEI (*RCP8.5*). La figura 3.12 muestra las proyecciones de las emisiones de CO₂ para nuevos escenarios de cambio climático.

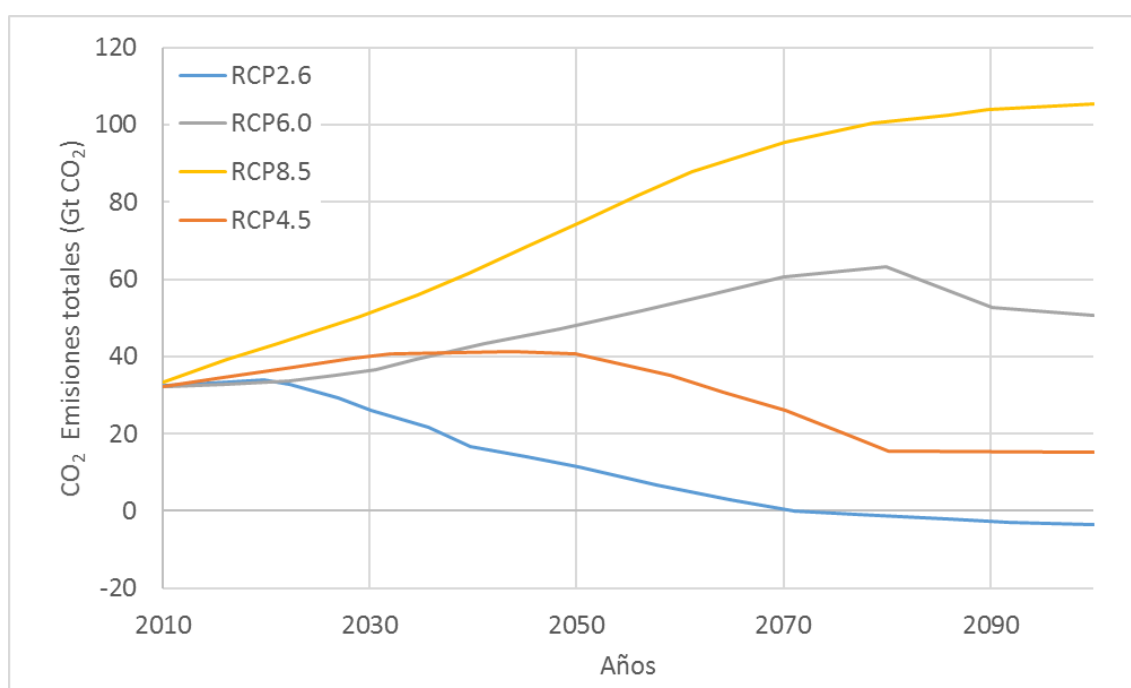


Figura 4.12. Emisiones globales de CO₂ para los nuevos escenarios de cambio climático (*RCP* – escenarios).

Cabe mencionar que el cambio y la actualización no implica descartar o desechar los escenarios anteriores a la actualización. Como bien se conoce, la ciencia, y sobre todo la meteorológica, es una ciencia viva, es decir conlleva una alta complejidad y

aleatoriedad que implica mantener las herramientas de proyección actualizadas y en constante cambio. Por un lado, la mejora en las capacidades computacionales impulsa dichos cambios, ya que la posibilidad de contar con procesadores computacionales más potentes, permite el estudio de un mayor número de variables y un mayor número de cálculos. Esto quiere decir, ser capaz de resolver problemas más complejos y con mayor resolución espacial y temporal. Pero esta es una tendencia normal en modelos climatológicos que no implica que las antiguas simulaciones tengan resultados erróneos, sino más bien que dichos resultados pueden ser generados con una menor incertidumbre en proyecciones posteriores.

Los nuevos escenarios de cambio climático van desde escenarios con emisiones extremadamente bajas hasta emisiones altas de gases de efecto invernadero. Aun cuando los anteriores escenarios (*SRES*) fueron creados de forma diferente a los nuevos escenarios (*RCP*) que abarcan un mayor rango de posibles emisiones de gases en el siglo XXI, son bastante similares entre ellos.

A continuación, la tabla 4.3 muestra la descripción de los nuevos y antiguos escenarios de cambio climático

Tabla 4.3. Comparación de los antiguos escenarios *SERS* y los nuevos escenarios *RCP*.

Nuevos escenarios	Características	Comparación con los escenarios antiguos
RCP 2.6	Escenario de emisiones bajas extremas.	No tiene análogo en los escenarios antiguos
RCP 4.5	Escenario de emisiones bajas con una estabilización en la mitad del siglo XXI para luego decaer bruscamente	Muy cercano al escenario B1 hacia el 2100 pero con emisiones más altas en la mitad del siglo XXI
RCP 6.0	Escenario de emisiones medias que incrementan gradualmente hasta las últimas décadas del siglo XXI	Similar al escenario A1B hacia el 2100 pero más cercano al B1 en la mitad del siglo XXI
RCP 8.5	Escenario de altas emisiones que continúan incrementando hasta el final del siglo XXI	Casi idéntico al escenario A1FI

* El escenario **A2** se encuentra entre los nuevos escenarios **RCP 6.0** y **8.5**

Fuente: Climate Impact Group, College of the Environment, University of Washington.

Como se observa en la tabla 4.3, los nuevos escenarios incluyen un escenario de mitigación bastante agresivo (*RCP 2.6*) que requeriría una bajada de emisiones globales de un 50%, que serían similares a las emisiones del año 1990. También implica que las emisiones sean igual a cero en las décadas finales del siglo XXI. En términos generales se puede mencionar que todos los escenarios presentan calentamientos similares hasta la primera mitad del siglo XXI.

Se observa en la figura 4.13 que los escenarios antiguos de cambio son similares a los nuevos, siendo esta situación principalmente más marcada en la primera mitad del siglo XXI. Para el caso de estudio de la tesis el escenario B1 tendría su análogo en el escenario *RCP4.5* y el escenario A2 sería similar al escenario *RCP8.5*, que corresponde al peor escenario de cambio en términos de calentamiento. Se observa que sobre la mitad del siglo XXI existe alguna variación importante, para de nuevo coincidir al final del siglo.

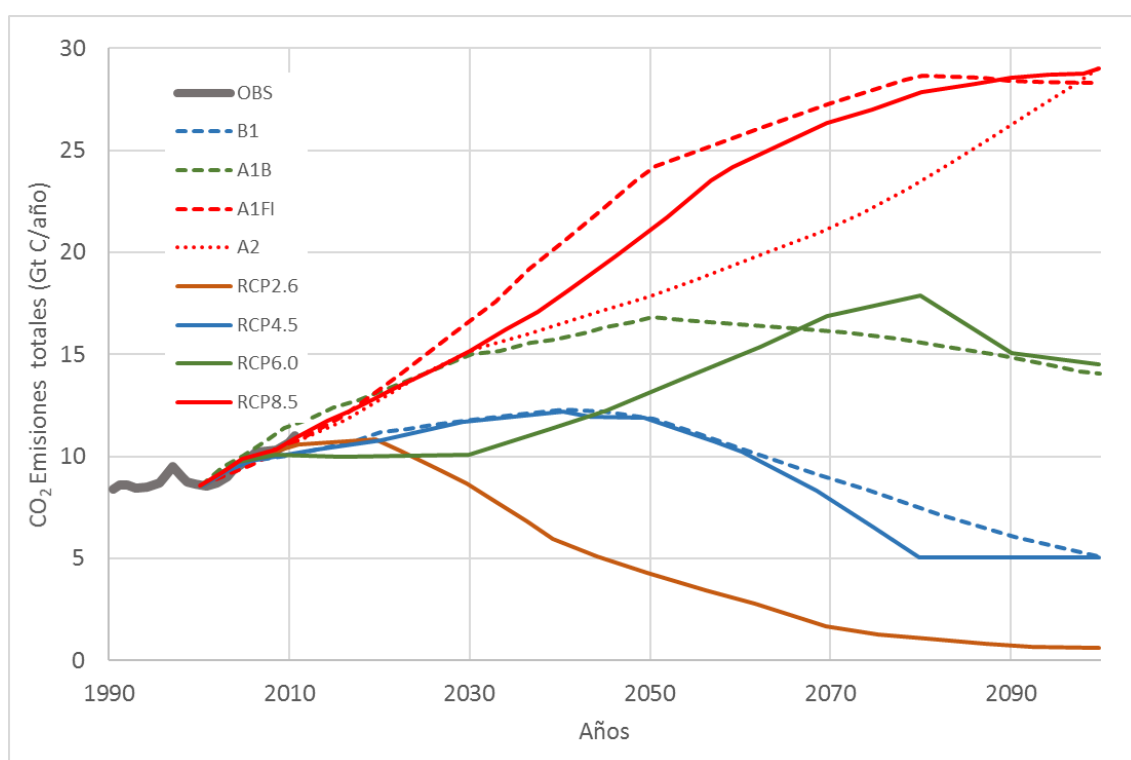


Figura 4.13. Total anual de emisiones de CO₂ (Gt C). De todo el abanico de gases de efecto invernadero, el CO₂ es el más dominante en el proceso de calentamiento global. Las líneas punteadas representan los antiguos escenarios de cambio y las líneas continuas los nuevos. En gris se presenta la evolución real de los gases de efecto invernadero entre 1990 y 2010 (1 Gt C = 3.67 Gt CO₂ / 1 Gt = 109 t). Fuente: Climate Impacts Group, basado en datos del 4to y 5to informe del IPCC (2007 y 2013).

Con relación a la concentración de CO₂ también se observan valores análogos entre los escenarios *SERS* y los *RCP*. La figura 4.14 muestra la tendencia de los escenarios.

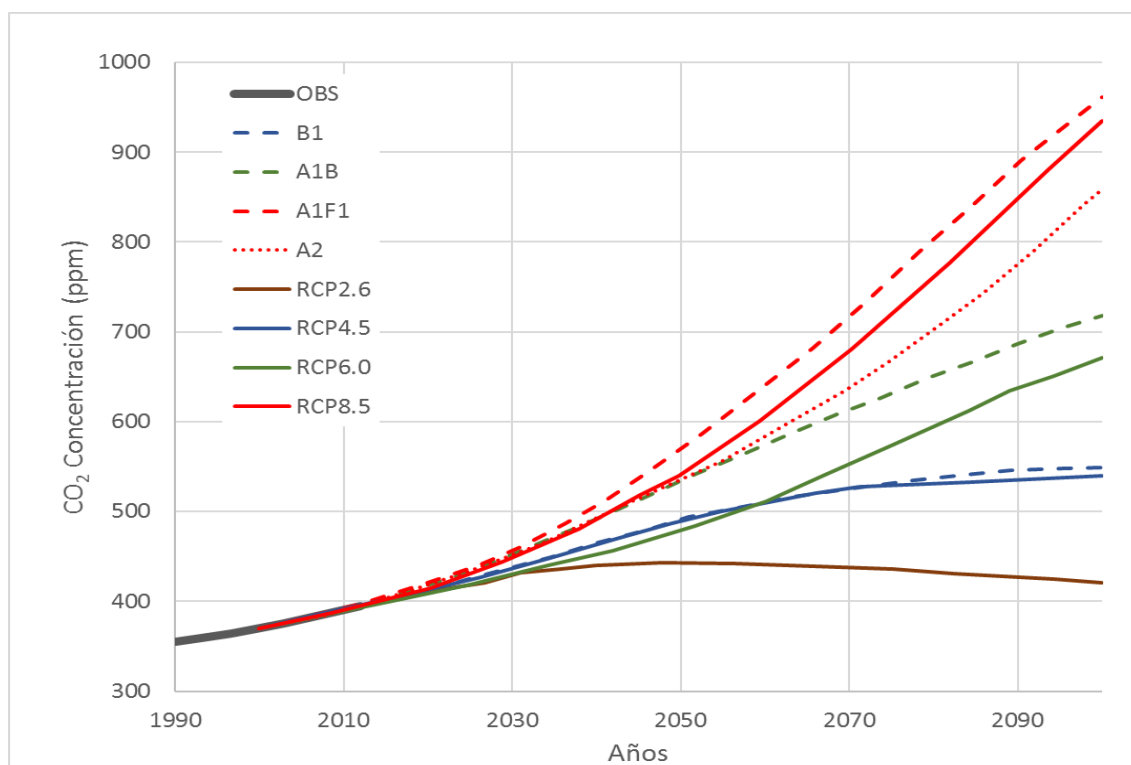


Figura 4.14. Todos los escenarios consideran un aumento continuo de los niveles de gases de efecto invernadero para las próximas décadas. Se muestra la concentración total del CO₂ en partes por millón. El CO₂ es la emisión dominante que controla el calentamiento global. Los escenarios antiguos de efecto invernadero (líneas punteadas) tienen tendencias similares a los nuevos escenarios (líneas no punteadas). Las concentraciones actuales para el período 1990 – 2010 se muestran en gris. Fuente: Climate Impacts Group, basado en datos del 4to y 5to informe del IPCC (2007 y 2013).

De la observación y análisis de este apartado, es posible afirmar que no existen diferencias considerables entre los antiguos y los nuevos escenarios de cambio climático hasta el año 2050. Por lo tanto, los resultados obtenidos de las proyecciones antiguas tienen validez dentro del rango de incertidumbre observado en este tipo de proyecciones. Es de esperar que, si se contara con proyecciones climatológicas con los nuevos escenarios, es posible que el escalado de valores a partir de estas nuevas proyecciones no varíe lo suficiente para generar cambios importantes en los valores de salida para la precipitación o la temperatura.

4.8 Incertidumbre en las proyecciones de los escenarios de Cambio Climático (CC)

Al analizar las proyecciones realizadas por modelos climatológicos es importante tomar en cuenta la incertidumbre de los resultados y poder cuantificar los rangos entre los cuales se mueve. El *IPCC* (2013) destaca en su último informe de Cambio Climático (CC) que “los modelos usados para el cálculo de las proyecciones de la temperatura van en la misma dirección de los cambios globales futuros, aunque el tamaño proyectado de dichos cambios no puede ser precisamente predicho. Las futuras tasas de emisiones de Gases de Efecto Invernadero (GEI) podrían tomar una o muchas trayectorias posibles, considerando que aún algunos procesos físicos no son completamente entendidos, lo que a la larga crea complicaciones al modelo. Este tipo de incertidumbres combinadas con la variabilidad climática año tras año, produce un rango de incertidumbre para las proyecciones de la temperatura.

El mejor conocimiento que se tiene actualmente de los procesos que ocurren en el sistema atmosférico y una mejora en la toma y análisis de los datos provenientes de la criosfera, la atmósfera, la superficie terrestre, la biosfera y los océanos han facilitado diversos avances científicos que han permitido reducir la incertidumbre de los modelos. Adicionalmente, el poder contar con más datos y observaciones permite una mejor evaluación de los modelos y un mejor ajuste y calibración. Un ejemplo claro de este proceso ha sido la mejora en modelos que proyectan el aumento del nivel del mar, ajustando el valor previamente proyectado hacia situaciones más precisas.

A pesar de los avances obtenidos hasta el momento, aún existe un rango de incertidumbre en las proyecciones de cambio futuro. Este tipo de incertidumbres son específicas para el tipo de variable considerada (ej. precipitación y temperatura) y su extensión temporal y espacial (regional vs medias globales). Las incertidumbres en las proyecciones provienen de la variabilidad natural y la incertidumbre en torno al rango de las emisiones futuras y la respuesta climática ante estas variables. Estas incertidumbres pueden también ocurrir debido a la presencia de fenómenos aun no bien refinados y también debido a que algunos procesos no están incluidos en los modelos. Por ejemplo, las erupciones volcánicas y variaciones en los cambios solares pueden también contribuir a la variabilidad natural aun cuando sean forzadas externamente y explicables. Este tipo de variabilidad puede ser considerada como “ruido” en el registro

climático proveyendo un contexto contra el cual puede ser detectada la “señal” de cambio climático de tipo antropogénico (*IPCC*, 2013).

La variabilidad natural tiene un impacto mayor a escala local y regional que a nivel continental o escala global. Esta variabilidad es inherente a la tierra y un aumento de conocimiento no eliminará las incertidumbres que conlleva. Sin embargo, algún tipo de progreso puede ser posible; por ejemplo, los procesos relacionados con el estado de los océanos y la criosfera (área con un alto nivel de investigación). A medida que las variables climáticas son promediadas a escalas de tiempo de diez años o más, la importancia relativa de la variabilidad interna disminuye, haciendo las señales a largo plazo más evidentes. Esta perspectiva a largo plazo es consistente con la definición común del clima para una media de 30 años (*IPCC*, 2013).

Una segunda fuente de incertidumbre podría derivar de las muchas posibles trayectorias que podrían seguir las emisiones futuras de los GEI y los aerosoles, y de las tendencias en los cambios de uso del suelo. Sin embargo, las proyecciones climáticas se sustentan en valores de entrada provenientes de estas variables. De esta manera, para obtener valores estimados, la comunidad científica considera un número de escenarios alternativos para una sociedad futura en términos poblacionales, económicos y de cambio tecnológico, así como también de opciones políticas. Posteriormente se obtienen los probables escenarios de emisión para cada situación. El *IPCC* se encarga de avisar a los responsables de las políticas públicas, de modo que los diferentes escenarios de emisión puedan ser útiles en la medida que muestren las posibles consecuencias climáticas de las diferentes elecciones políticas. Estos escenarios de cambio intentan ser compatibles con el rango completo de escenarios de emisiones descritos en la literatura científica actual, ya sea con o sin políticas climáticas (*IPCC*, 2013).

Las proyecciones llevadas a cabo para los próximos años y décadas son sensibles a los compuestos de corta vida de las emisiones provenientes de los aerosoles y el metano. Sin embargo, para proyecciones a más largo plazo, son más sensibles bajo escenarios con emisiones de GEI de larga vida. Este tipo de incertidumbres escenario-dependiente no podrán ser reducidas por mejoras en la ciencia climatológica, y serán más predominantes en proyecciones a largo plazo.

Finalmente, la última y tercera causa de incertidumbres proviene del conocimiento incompleto o imperfecto en cómo el clima reaccionará ante futuros cambios en las emisiones del tipo antropogénicas y los cambios en el uso del suelo. La comunidad

utiliza modelos climatológicos computacionales a fin de estimar la respuesta climatológica. Todos los modelos se basan en los mismos principios físicos. No obstante, se requieren aproximaciones adicionales debido a la complejidad del sistema climático. Diferentes grupos utilizan aproximaciones levemente diferentes para representar procesos atmosféricos específicos, como es el caso de las nubes. Estas elecciones generan diferencias en las diferentes proyecciones realizadas por distintos modelos. Este tipo de situaciones contribuye a la incertidumbre y es conocida como la “incertidumbre del modelo” (IPCC, 2013).

La complejidad del sistema terrestre significa que el clima futuro podría seguir distintos escenarios de cambio, siendo aún consistente con el conocimiento actual y los modelos ya utilizados. A partir del aumento de datos registrados y el mejoramiento de los modelos, los especialistas deberían ser capaces (dentro de las limitaciones que presenta la variabilidad natural) de disminuir el rango en el que se mueve la temperatura para las próximas décadas. Mientras la ciencia mejora, nuevos procesos geofísicos pueden ser incluidos en los modelos, y aquellos ya presentes pueden ser claramente mejorados. Este tipo de desarrollos parecerían incrementar las estimaciones del modelo derivadas de la incertidumbre de la respuesta climática; sin embargo, este tipo de incrementos simplemente reflejan la cuantificación de fuentes de incertidumbre previas no registradas. A medida que más procesos importantes son incluidos, la influencia de procesos no cuantificados disminuye, mejorando la confianza que se tiene de las proyecciones (IPCC, 2013).

La figura 4.15 muestra la importancia relativa para distintas incertidumbres y su evolución en el tiempo (a). La temperatura media de la superficie (°C) de una década puede variar desde el registro original (línea negra), estimando la incertidumbre histórica del GCM (área gris), a lo largo de proyecciones climáticas futuras. Los valores son normalizados a través de la media entre los años 1961 y 1980. La variabilidad natural (área anaranjada) deriva de la variabilidad interanual del modelo, y se asume constante en el tiempo. La incertidumbre de las emisiones (verde) es estimada como la diferencia media del modelo para las proyecciones de los diferentes escenarios. La respuesta incierta del clima (área azul) se basa en la propagación del modelo climático junto con incertidumbres provenientes del ciclo del carbono, y estimaciones aproximadas de incertidumbres adicionales de procesos pobremente modelados. De acuerdo a Hawkins y Sutton (2011) y Huntingford et al., (2009), la respuesta incierta del clima (b) parece aumentar cuando un nuevo proceso relevante es descubierto; sin embargo, estos incrementos revelan una cuantificación de la incertidumbre no medida anteriormente, o

puede decrecer (c) con mejoras adicionales al modelo y limitaciones en la observación. El rango de incertidumbre dado de 90% significa que la temperatura es estimada para estar en un rango con probabilidad de 90%.

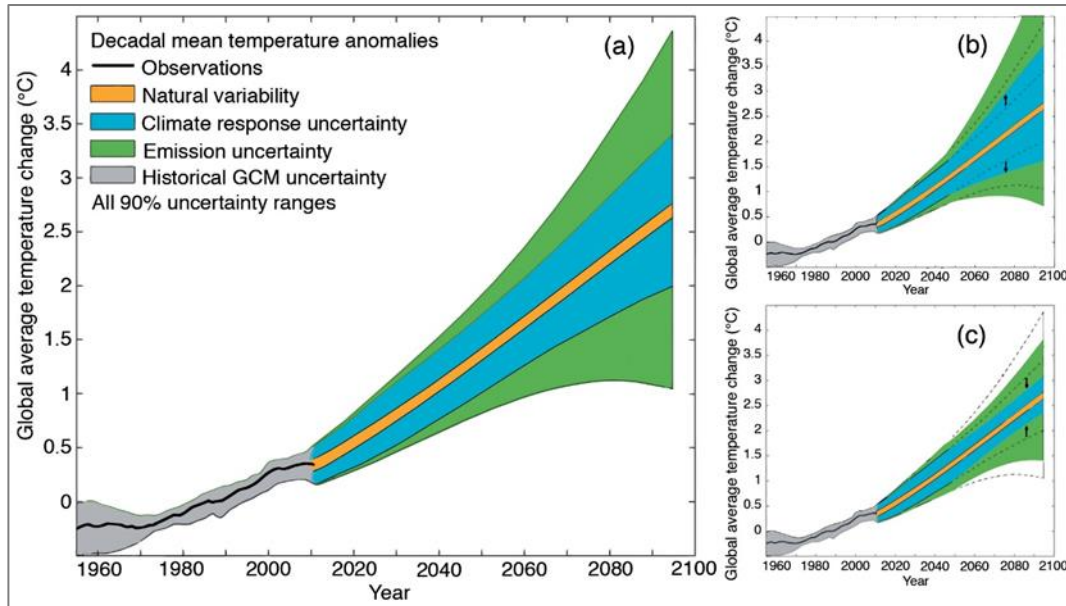


Figura 4.15. Rango de incertidumbre de los modelos climatológicos para la temperatura (Fuente: IPCC, 2013).

4.9 Regionalización de los Modelos de Circulación Global del Clima (GCM)

Uno de los objetivos y desafíos de la climatología y el análisis de la dinámica de la atmósfera es poder entender el comportamiento de los distintos procesos que se producen en ella, de manera de poder inferir la ocurrencia de distintos fenómenos climatológicos (tormentas, sequías, olas de calor, olas de frío, etc.) que afectan directamente en la tierra. Como ejemplo conocido podemos mencionar los pronósticos diarios del clima que son difundidos a través de la televisión o internet. Ellos proveen información relevante de la ocurrencia, probabilidad y cantidad de lluvia, la predicción de temperaturas, la humedad, etc. La predicción meteorológica conlleva enfrentar una de las tareas más importante en el desarrollo de pronósticos meteorológicos, el poder escalar modelos globales del clima a una mayor resolución, a fin de obtener información que puede ser utilizada a escala local. Esta información es relevante, ya que un alto número de infraestructuras que son vitales para el correcto funcionamiento de la mayoría de los centros urbanos, dependen directamente de conocer las variables del

clima. Estas infraestructuras están principalmente relacionadas con el sector del agua. Una correcta proyección de la evolución de la lluvia y la temperatura, permite un mejor manejo y desarrollo de todos aquellos procesos en los cuales el agua es principal protagonista (distribución, abastecimiento, alcantarillado, desalinizadoras, plantas de tratamiento, etc.).

Los *GCM* que proporcionan proyecciones de cambio climático, son el objetivo de las diferentes técnicas de escalado (*downscaling*), ya que entregan información base para evaluar proyecciones futuras del clima a nivel local. Sin embargo, hay que ser cauto con respecto a la incertidumbre asociada a dichas proyecciones, para poder generar información relevante que pueda ser utilizada en áreas como la hidrología.

Una sociedad que intenta planificar una respuesta adecuada hacia los posibles cambios climáticos proyectados para el futuro, se debe apoyar necesariamente en una mayor resolución espacial (a nivel de cuenca) de los *GCM*. Por ejemplo, la exactitud de los *GCM* disminuye debido a una mayor necesidad en resolución espacial, ya sea para uso hidrológico u otros. Normalmente incrementar en detalle implica una disminución de escala espacial (ej. información de eventos de lluvia en cuencas para determinar escorrentía). De esta manera, la resolución de los *GCM* es directamente opuesta a las necesidades sociales. Por esta razón, mientras los *GCM* proveen de información en términos de latitud y longitud, y funcionan mucho mejor a escala de medias mensuales o superiores, el impacto de estudios e investigaciones se busca a escalas espaciales del orden de 100 km² o menor y a escalas temporales que sean capaces de capturar la naturaleza del comportamiento del clima (Hewitson y Crane, 1996).

El estudio de esta problemática se basa en definir metodologías que permitan escalar los resultados de los *GCM* a una mayor escala temporal y espacial. Existen dos tipos de escalado comúnmente aplicados. Estos son el escalado dinámico y el escalado empírico (estadístico). Ambas metodologías aportan herramientas válidas para realizar el escalado de los *GCM*, y su utilización dependerá de cada caso de estudio para el cual se quieran aplicar. En la mayoría de los casos la información de base y las características específicas del área de estudio definen el método a utilizar.

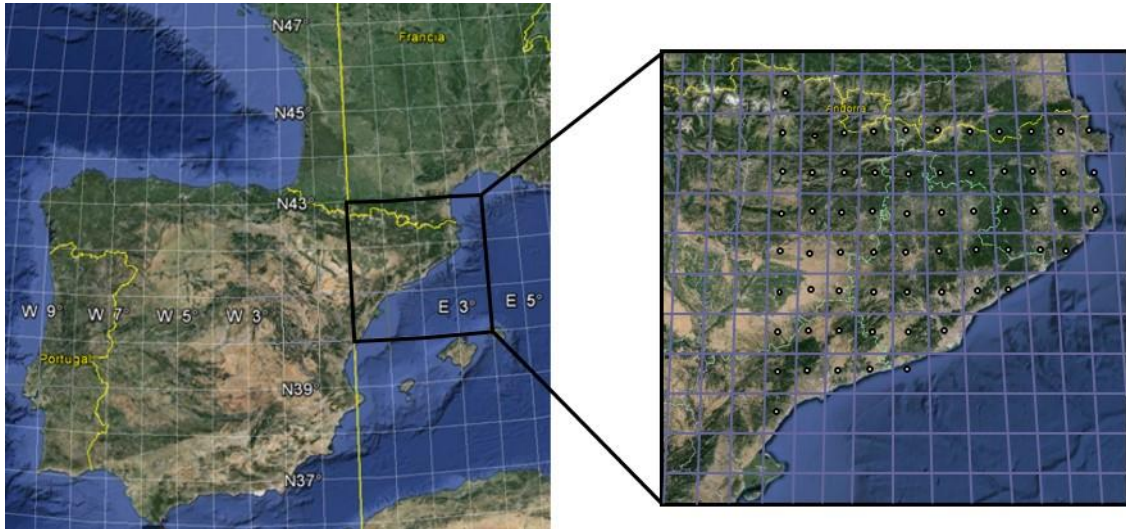


Figura 4.16. Esquematización del escalado de un modelo climatológico global (figura no escalada).

La figura 4.16 muestra un ejemplo de cómo una proyección global realizada por un *GCM* no es suficiente para describir la climatología a nivel local. Las proyecciones por celdas que entregan los *GCM* en muchos casos solo entregan proyecciones del clima a nivel de latitud y longitud (km), generando una proyección para un área que normalmente supera miles de kilómetros cuadrados. Este tipo de proyección climatológica debe ser llevada necesariamente a nivel local si lo que se busca es caracterizar el clima local o bien acoplarla a modelos hidrológicos. Así, la metodología de escalado permite llevar dicha proyección, por ejemplo, a un punto específico de una cuenca (pluviómetro) generando información que puede ser utilizada de manera local. A continuación, se describen los métodos más comunes de escalado (*downscaling*).

4.9.1 Escalado dinámico

El método del escalado dinámico consiste en extraer información a escala local desarrollando Modelos de Área Limitada (*LAM*) o Modelos Regionales de Clima (*RCM*), utilizando los datos de los Modelos Globales del Clima (*GCM*) como condiciones de contorno. Los pasos básicos son: usar los *GCM* para simular la respuesta forzada de la circulación global a gran escala y usar los *RCM* anidados, para poder considerar en los *GCM* (que son previamente forzados a escala de celda), la complejidad de los rasgos de la topografía, la heterogeneidad de la cobertura vegetal de una forma física; y así mejorar las simulaciones de la circulación atmosférica y las variables climáticas a una resolución espacial mucho más fina. La resolución espacial puede llegar a decenas de kilómetros o incluso menores para cualquier área de interés seleccionada. Si se

compara con los *GCM*, la resolución de los *RCM* es mucho más cercana a la de modelos hidrológicos distribuidos, permitiendo incluso el acoplamiento entre ellos (Coulibaly y Dibike, 2004) (figura 4.17).

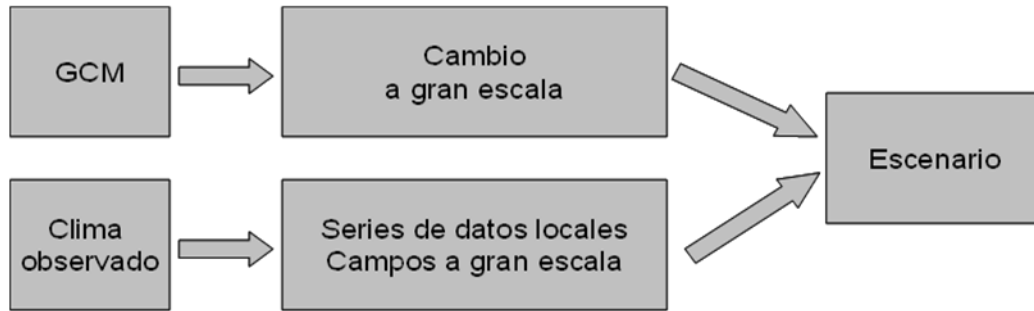


Figura 4.17. Esquema del escalado dinámico del modelo climatológico (Fuente: Coulibaly y Dibike, 2004).

Aun cuando este tipo de escalado es el que entrega una mayor información espacial distribuida también tiene sus limitaciones. Por un lado, está un alto grado de requerimientos computacionales y, por otro lado, también tienen un alto costo.

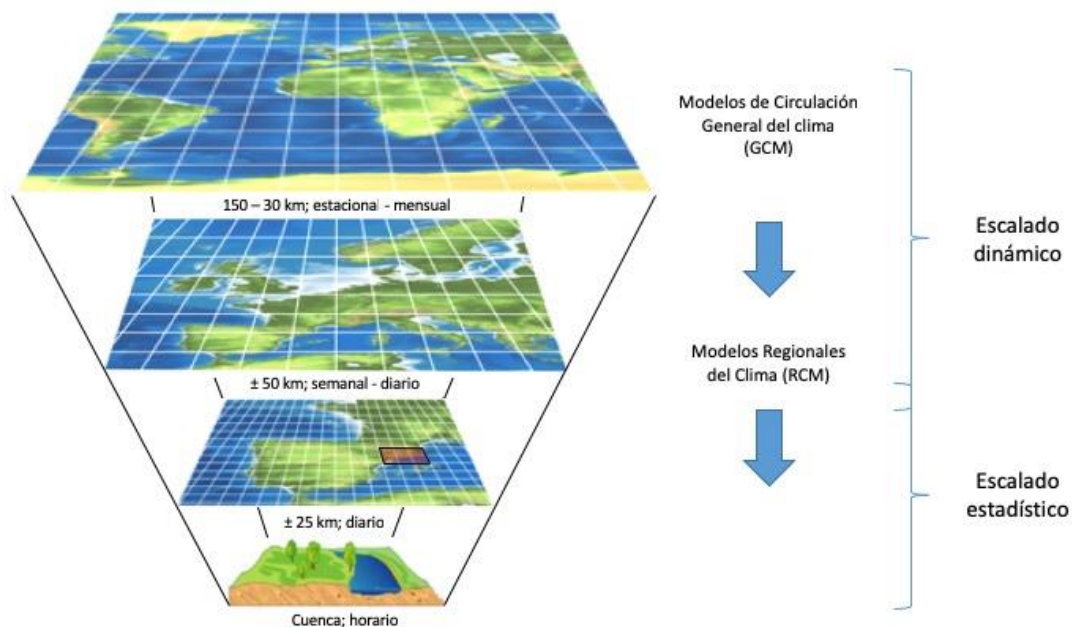


Figura 4.18. Representación esquemática de un escalado a partir de una proyección global.

Adicionalmente, requiere tener acceso al GCM, lo que no siempre es posible. Sin embargo, aun cuando los *RCM* funcionan a una alta resolución espacial (*grid points*), el resultado es expresado en medias. Por esta razón puede que este tipo de modelos no sean capaces de cubrir las necesidades de los modelos hidrológicos, teniendo aún que escalar estos modelos para situaciones individuales o lugares específicos.

4.9.2 Escalado empírico o estadístico

El escalado empírico (estadístico) parte del supuesto de que el clima regional está condicionado por dos factores: el estado del clima a gran escala y los rasgos fisiográficos a nivel regional y local (ej. topografía, la distribución tierra – océano y el uso del suelo) (Von Storch, 1995, 1999). Así, la información regional o local del clima es derivada, primero, determinando un modelo estadístico que relaciona variables del clima a gran escala (predictores) con variables a escala local y regional (predictandos). Luego, las simulaciones a gran escala del GCM (salidas), alimentan el modelo estadístico para estimar las correspondientes características del clima local y regional (Wilby et al., 2004).

El concepto de clima regional condicionado por un estado a gran escala puede ser escrito de la siguiente manera (figura 4.19):

$$R = F(L) \quad (4.1)$$

donde:

R = valor a predecir (variable climática regional o local)

L = valor predictor (grupo de variables climáticas de gran escala)

F = función determinística/estocástica condicionada por L y tiene que ser obtenida a través de observación empírica o datos modelados

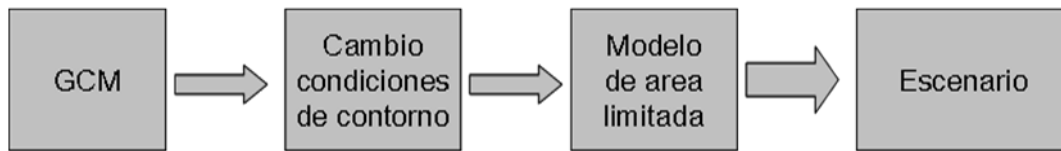


Figura 4.19. Esquema del escalado empírico del modelo climatológico (Fuente: Coulibaly y Dibike, 2004).

Von Storch et al., 2000, propone tres supuestos implícitos que deben ser tomados en consideración cuando se realiza el escalado de los *GCM*:

- los valores predictores son variables relevantes y son realísticamente modeladas a través de los *GCM*
- los valores predictores que son empleados deber representar totalmente los signos de cambios del clima
- la relación es solo válida bajo condiciones alteradas del clima (lo cual puede no ser probable).

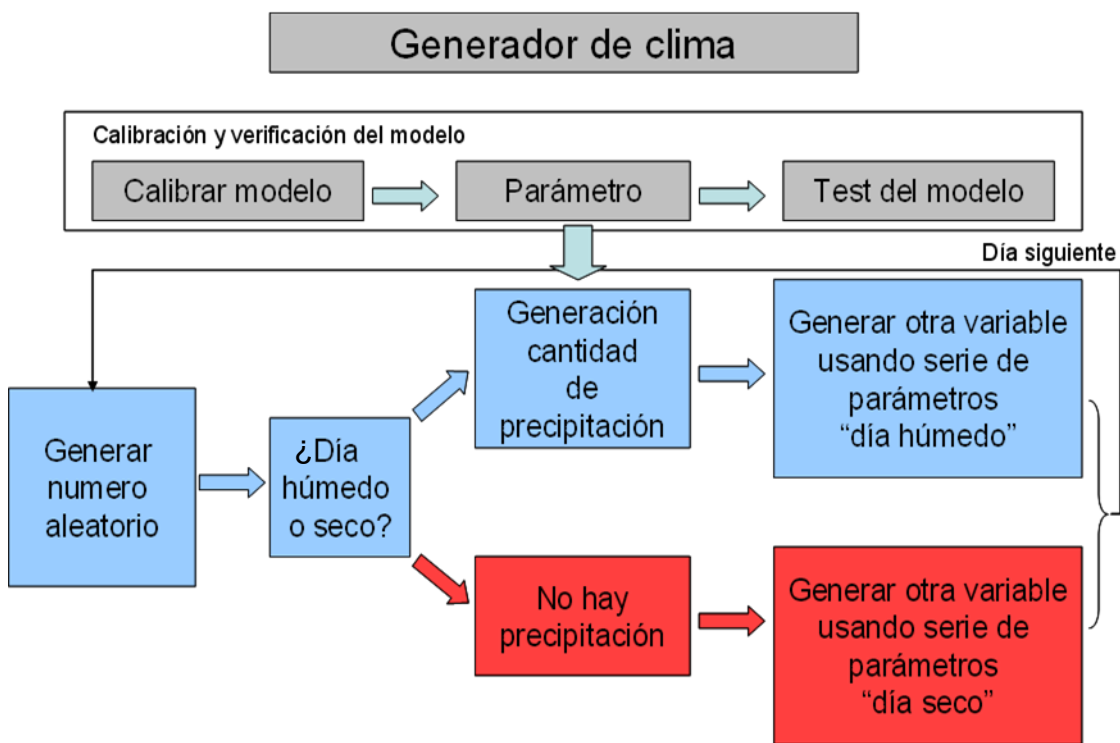
El escalado estadístico se ha enfocado principalmente en la obtención de valores de precipitación diaria (valor a predecir) a nivel local. Su utilidad es alta, ya que la precipitación corresponde al valor (*input*) más importante en el sistema hídrico, y es un valor que no puede ser obtenido directamente de las simulaciones de los *GCM* (Wilby et al., 2004).

Un diverso rango de técnicas empírico-estadísticas han sido desarrolladas para realizar el escalado de los *GCM*. Estos métodos recaen principalmente en tres categorías, métodos de regresión (función de transferencia), generadores de clima y patrones de circulación (*Weather Typing*).

Los métodos regresivos se basan en relaciones cuantitativas directas entre las variables del clima a escala local (valores a predecir) y las variables contenidas en la información del clima a gran escala (valores predictores) a través de algún tipo de regresión estadística. Los esquemas de escalado individuales variarán de acuerdo a la selección de la función de transferencia, las variables predictoras y el procedimiento de ajustes estadístico. En general la característica principal de esta metodología es la relativa facilidad de aplicación. Sin embargo, estos métodos normalmente solo explican una parte de la variabilidad climática observada (especialmente cuando el valor a predecir es la precipitación). El escalado futuro de eventos extremos usando modelos basados

en regresiones pueden también tener problemas debido a que el fenómeno normalmente tiende a situarse en los márgenes o más allá del rango de calibración de la serie de datos (Wilby et al., 2002).

Los generadores de clima son métodos estadísticos basados en secuencias observadas de las variables del clima. Existen dos formas de generadores diarios del clima y se basan en el supuesto de modelar la ocurrencia de precipitación diaria. Estos son el método de la cadena de Markov y el método conocido como *Spell-length*³ (Hughes et al., 1999). En la cadena de Markov se construye un proceso aleatorio que determina un día como húmedo o seco (lluvia-no lluvia) en función de la situación del día anterior, siguiendo una probabilidad dada. Si un día es considerado como húmedo, la cantidad es obtenida a través de otra distribución de probabilidad.



Fuente: Elaine Barrow, CCIS Project

Figura 4.20. Esquema explicativo de un generador de clima (Fuente: Elaine Barrow, CCIS Project).

³ El término *Spell-length* no tiene una traducción clara al castellano y por lo tanto se procedió a utilizarlo en su versión inglesa.

Para el caso de la metodología conocida como *Spell-length*, en vez de simular la ocurrencia de precipitación día a día el modelo opera ajustando una distribución de probabilidad de las frecuencias relativas observadas de los *Spell-lengths* húmedos o secos. En cualquiera de los casos, los parámetros estadísticos extraídos de los datos observados son usados junto a componentes aleatorios para generar una serie de datos similar para cada largo (*length*). Para efectos del escalado, los valores del generador de clima son condicionados por la información media del cambio del clima proveniente de los *GCM* (Wilks y Wilby, 1999). Los modelos generadores de clima resultante son usados para simular series diarias para dicha alteración de clima (figura 4.20).

La metodología de patrones de circulación (*weather typing*) incluye el agrupar localmente variables meteorológicas que tengan relación con diferentes clases de circulación atmosférica (figura 4.21). Escenarios regionales futuros del clima son contruidos, ya sea, volviendo a muestrear desde la distribución de la variable observada (condicional en los patrones de circulación producidos por los *GCM*), o también a través de las primeras generaciones de secuencias sintéticas de patrones del clima usando las técnicas de Monte Carlo y volviendo a muestrear desde los datos generados. La media o frecuencia y la distribución del clima local es luego derivada ponderando los estados del clima local con las frecuencias relativas de las clases de clima. El cambio del clima es luego estimado determinando el cambio de la frecuencia de la clase de clima. No obstante, los patrones de circulación no son adecuados para simular eventos extremos o raros y son completamente dependientes en las relaciones climatológicas estacionarias circulación-superficie (Coulibaly y Dibikey, 2004). Las limitaciones mayores son que los cambios en precipitación producidos por cambios en la frecuencia de los patrones climatológicos, son rara vez consistentes con los cambios producidos por el *GCM* utilizados, a no ser que sean usados predictores adicionales, como la humedad atmosférica (Wilby et al., 2002).

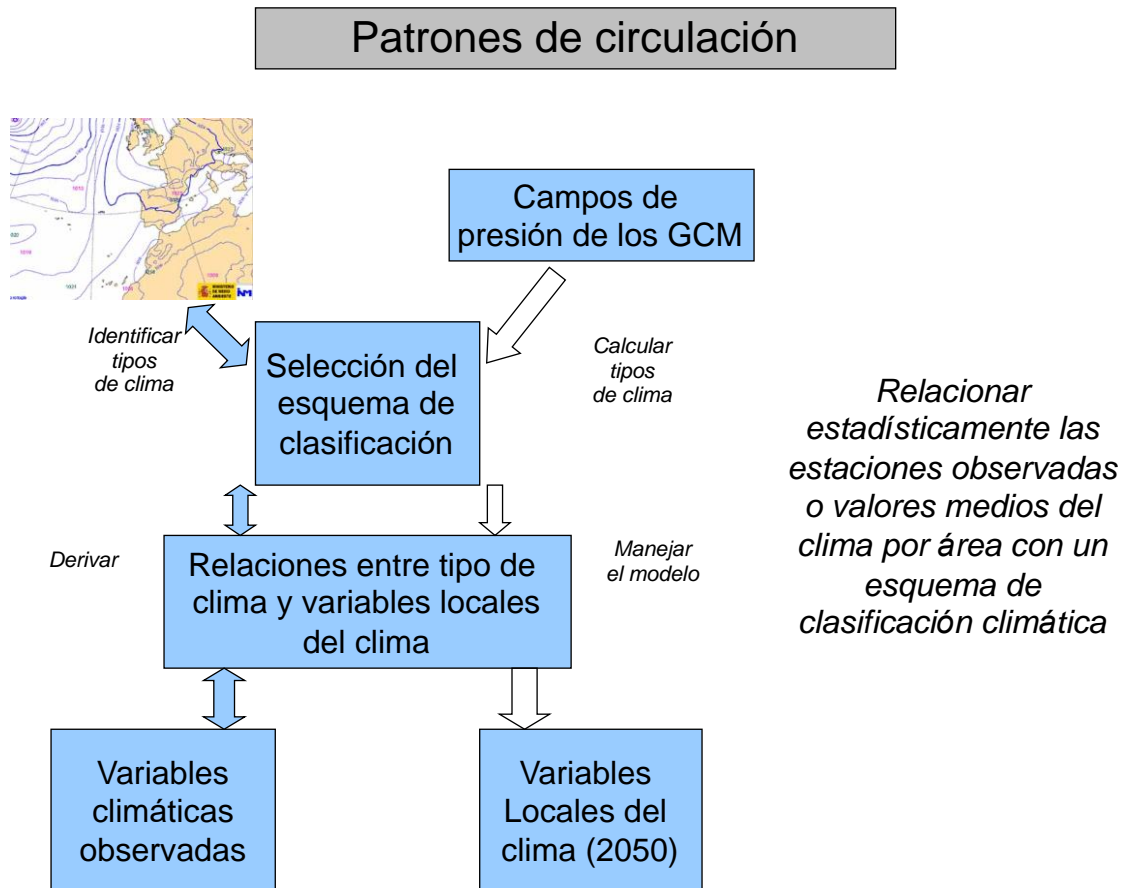


Figura 4.21. Esquema de los patrones de circulación del clima (Fuente: Elaine Barrow, CCIS Project).

La selección de la metodología de escalado implica conocer un amplio rango de información relacionada con las condiciones locales o regionales del clima a predecir. Así, se puede determinar qué metodología es más apropiada para el caso de estudio. Sin embargo, no siempre se puede seleccionar una metodología en función del valor a predecir, sino también se debe muchas veces priorizar en función de la complejidad, disponibilidad de información, presupuesto y capacidad computacional.

Para el caso de estudio era necesario contar con información diaria de precipitación y temperatura. Por lo tanto, se optó por la selección de una metodología capaz de generar dicha información. La selección del escalado estadístico para la generación de los datos de precipitación y temperatura, fue la metodología elegida, debido a que el escalado dinámico fue descartado desde el principio, ya que solo se contaba con las proyecciones obtenidas a partir del modelo *ECHAM 5* de la media y desviación estándar de la precipitación y la temperatura para los escenarios de cambio B1 y A2. Desarrollar un escalado dinámico implicaba generar un Modelo de Área Regional (*RAM*) a partir del GCM (*ECHAM 5*) que no estaba disponible. Además, requería disponer de información

climatológica extensa y detallada del sistema atmosfera-océano, que, para el alcance de esta tesis, era imposible conseguir.

La utilización de un escalado estadístico también conlleva algunos inconvenientes que bien vale describir y entender, con el objetivo de poder explicar los resultados y evaluar las limitaciones de la información generada por el tipo de escalado. De acuerdo a Wilby et al., 2004, la elección del método estadístico está determinada, hasta cierta medida, por la naturaleza del valor local a predecir. En esta línea, una variable que se distribuye normalmente, como puede ser la temperatura media mensual, requerirá algo no más complicado que regresiones múltiples, ya que los valores predictores del clima a gran escala tienden a tener una distribución normal (asumiendo una relación lineal). Por otro lado, una variable local altamente heterogénea y discontinua a nivel temporal y espacial, como puede ser la precipitación diaria, requerirá un enfoque no lineal más complejo. En este caso, se requiere un alto grado de información histórica (datos observados) para poder calibrar dichos modelos.

Adicionalmente, el escalado estadístico normalmente no es capaz de reproducir adecuadamente los valores extremos, ya que la implementación de esta técnica está más enfocada hacia la obtención de valores medios. El análisis de extremos requiere una mayor información de entrada en el modelo y la implementación de nuevas metodologías estadísticas como métodos de regresión estándar, métodos basados en patrones espaciales (ej. análisis de correlación canónica⁴), métodos de redes neuronales no lineales y método de los análogos.

Finalmente, el efecto local de la topografía y la cobertura vegetal también puede afectar los resultados del escalado estadístico. Variaciones en altura afectan directamente la temperatura y la precipitación. La no inclusión de dichas perturbaciones en la metodología de escalado puede llevar a subestimar o sobrestimar los resultados. El efecto antropogénico, y en especial, los cambios en el uso del suelo pueden también afectar directamente el clima local. Sin embargo, para el caso estudiado, este tipo de situaciones no han sido consideradas como importantes, dada la escala de trabajo.

⁴ Método de análisis multivariante desarrollado por Harold Hotelling que busca las relaciones que pueda haber entre dos grupos de variables y la validez de las mismas.

4.10 Referencias

Abaurrea, J., Asín, J., Erdozain, O., & Fernández, E. (2001). Climate variability analysis of temperature series in the Medium Ebro River Basin. In *Detecting and modelling regional climate change* (pp. 109–118). Springer.

AEMET. (2009). Agencia Estatal de Meteorología. Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España. Madrid.

Artola, T. M. (1997). Variaciones seculares de las precipitaciones en España. Universitat de Barcelona. 407 p. Tesis doctoral inédita.

Brunet, M., Casado Calle, M. J., Castro, M. de, Galán, P., López Díaz, J. A., Martín Herreros, J. M., Ribalaygua Batalla, J. (2009). Generación de escenarios regionalizados de cambio climático para España.

Coulibaly, P., & Dibike, Y. B. (2004). Downscaling of global climate model outputs for flood frequency analysis in the Saguenay river system. Final Project Report Prepared for the Canadian Climate Change Action Fund, Environment Canada, Hamilton, Ontario, Canada.

De Castro, M., Martin-Vide, J., Brunet, M. (2005). El clima de España: Pasado, presente y escenarios del clima para el s. XXI. In *Impactos del Cambio Climático en España*. Publicaciones Ministerio de Medio Ambiente, Madrid: 207-218. ISBN: 84-934207-0-0.

De Luis, M., Raventós, J., González-Hidalgo, J. C., Sánchez, J. R., & Cortina, J. (2000). Spatial analysis of rainfall trends in the region of Valencia (East Spain). *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 20(12), 1451–1469.

Harvey, L. D. D., Gregory, J., Hoffert, M., Jain, A., Lal, M., Leemans, R., Raper, S., Wigley, T., Wolde, J. (1997). An introduction to simple climate models used in the IPCC Second Assessment Report, 50 pp., Intergovt. Panel in Clim. Change, Bracknell, England UK.

Hawkins, E., & Sutton, R. (2011). The potential to narrow uncertainty in projections of regional precipitation change. *Climate Dynamics*, 37(1–2), 407–418.

Hewitson, B. C., & Crane, R. G. (1996). Climate downscaling: techniques and application. *Climate Research*, 7(2), 85–95.

Hughes, J. P., Guttorp, P., & Charles, S. P. (1999). A non-homogeneous hidden Markov model for precipitation occurrence. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, 48(1), 15–30.

Huntingford, C., Lowe, J. A., Booth, B. B. B., Jones, C. D., Harris, G. R., Gohar, L. K., & Meir, P. (2009). Contributions of carbon cycle uncertainty to future climate projection spread. *Tellus, Series B: Chemical and Physical Meteorology*, 61 B (2), 355–360. <https://doi.org/10.1111/j.1600-0889.2009.00414.x>

IPCC. (2007). International Panel of Climate Change. IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4).

IPCC. (2013). International Panel of Climate Change. IPCC Fifth Assessment Report: Climate Change 2013 (AR5).

Jones, P. D., & Moberg, A. (2003). Hemispheric and Large-Scale Surface Air Temperature Variations: An Extensive Revision and an Update to 2001, *Journal of Climate*, 16(2), 206–223. Doi : [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0206:HALSSA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0206:HALSSA>2.0.CO;2).

Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., De Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grubler, A., Jung, T. Y., & Kram, T. (2000). IPCC Special Report on Emissions Scenarios, Cambridge. United Kingdom and New York, NY, USA.

Peixoto, J. P., & Oort, A. H. (1992). Physics of climate. American Institute of Physics. New York.

Rodrigo, F. S., Esteban-Parra, M. J., Pozo-Vázquez, D., & Castro-Díez, Y. (1999). A 500-year precipitation record in Southern Spain. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 19(11), 1233–1253.

Von Storch, H. (1995). Inconsistencies at the interface of climate impact studies and global climate research. *Meteorologische Zeitschrift*, 72–80.

Von Storch, H. (1999). On the use of “inflation” in statistical downscaling. *Journal of Climate*, 12(12), 3505–3506.

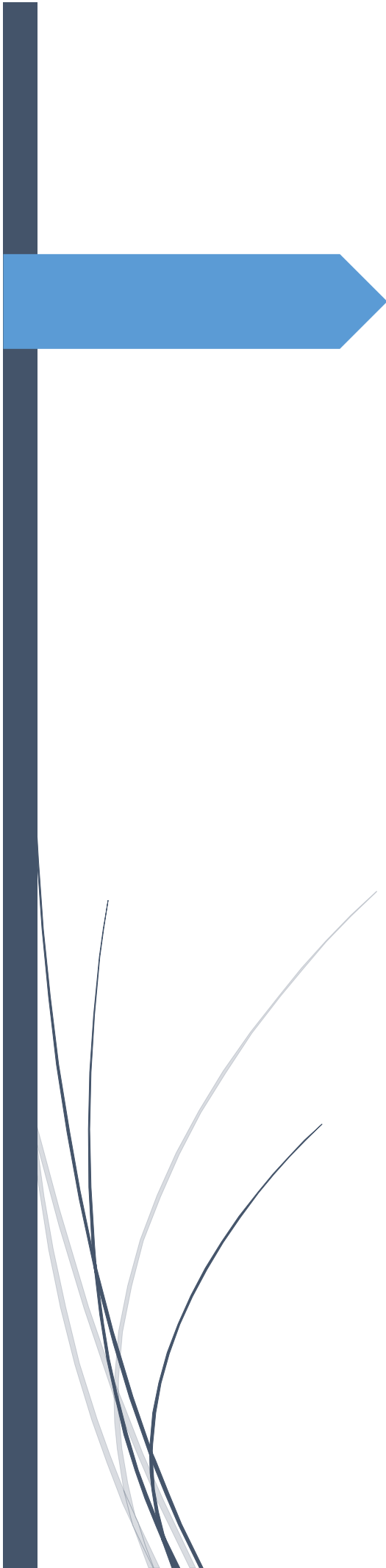
Von Storch, H. (2000). Review of empirical downscaling techniques. Regional Climate Development under Global Warming. General Technical Report No. 4. Conference Proceedings Regclim Spring Meeting Jevnaker, Torbjornrud, Norway.

Weyant, J. P., Francisco, C., & Blanford, G. J. (2006). Overview of EMF-21: multigas mitigation and climate policy. *The Energy Journal*, Special Issue# 3.

Wilby, R. L., Dawson, C. W., & Barrow, E. M. (2002). SDSM—a decision support tool for the assessment of regional climate change impacts. *Environmental Modelling & Software*, 17(2), 145–157.

Wilby, R. L., Charles, S. P., Zorita, E., Timbal, B., Whetton, P., & Mearns, L. O. (2004). Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Supporting Material of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Available from the DDC of IPCC TGCIA, 27.

Wilks, D. S., & Wilby, R. L. (1999). The weather generation game: a review of stochastic weather models. *Progress in Physical Geography*, 23(3), 329–357.



CAPITULO 5. Zona de estudio y antecedentes generales

5.1 Zona de estudio

Se han seleccionado 2 cuencas representativas de la franja litoral catalana: el Fluvià y la Tordera. A continuación, se presentan en la figura 5.1 las cuencas seleccionadas.

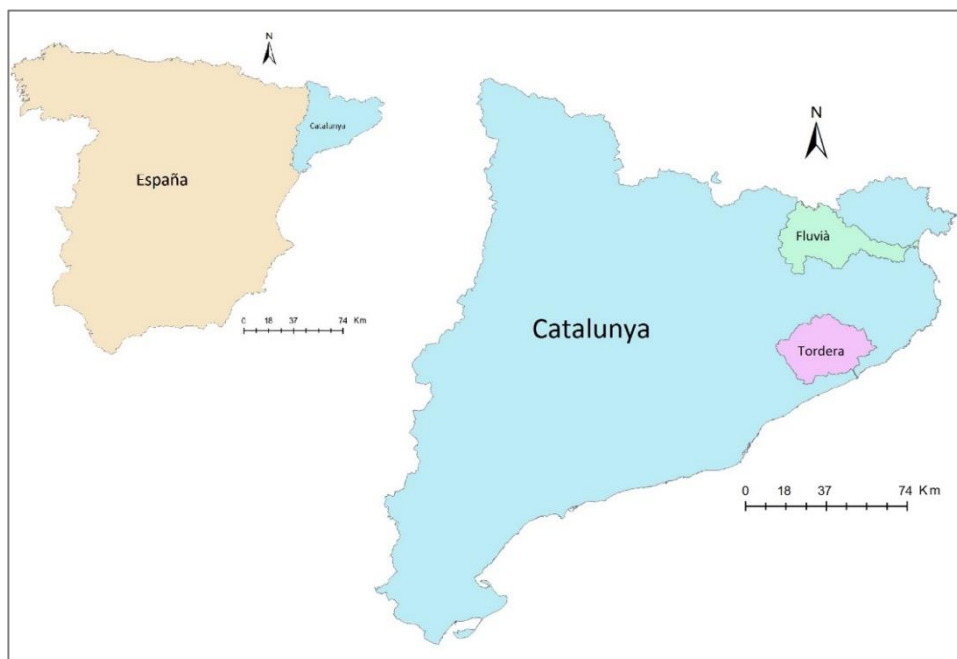


Figura 5.1. Selección de cuencas en Catalunya.

Cuenca del Fluvià

La cuenca del Fluvià se encuentra situada en las comarcas de la Garrotxa, el Pla de l'Estany i l'Alt Empordà y abarca un área de 973 km². El río Fluvià del cual toma el nombre la cuenca, nace en las montañas de Collsacabra, desembocando directamente en las marismas del Empordà en el mar Mediterráneo. Los afluentes principales del río son el Gurn, el Llierca y el Oix. La longitud del cauce principal es de 79.5 km y una pendiente media de 0.004 (tramo entre Sant Joan les Fonts y Sant Pere Pescador).

La cuenca presenta zonas de altas pendientes en la parte oeste con elevaciones que van desde los 800 m hasta el nivel del mar. A lo largo de la cuenca existe una amplia diversidad interna de condiciones climáticas y usos. La cabecera de la cuenca es más lluviosa, marcando un contraste con las condiciones menos húmedas de la zona litoral.

El uso de suelo principal de la cuenca es de tipo forestal (77% según el MCSC 2005). La agricultura, concentrada principalmente en la Vall d'en Bas abarca el 19% de la cuenca. En la misma convergen espacios naturales tanto costeros como interiores, así como también una alta presión estacional de la población turística en la zona litoral (figura 5.2).

La geología de la cuenca se constituye predominantemente de materiales sedimentarios (areniscas, conglomerados y calizas) aluviales y sedimentos costeros que constituyen los principales acuíferos presentes en el área. Adicionalmente se presentan formaciones rocosas volcánicas cuaternarias (flujos de lava basáltica y rocas piroclásticas). Dentro de la cuenca se encuentra el parque nacional de la Garrotxa que debe su formación a la acción volcánica del pasado en el área.

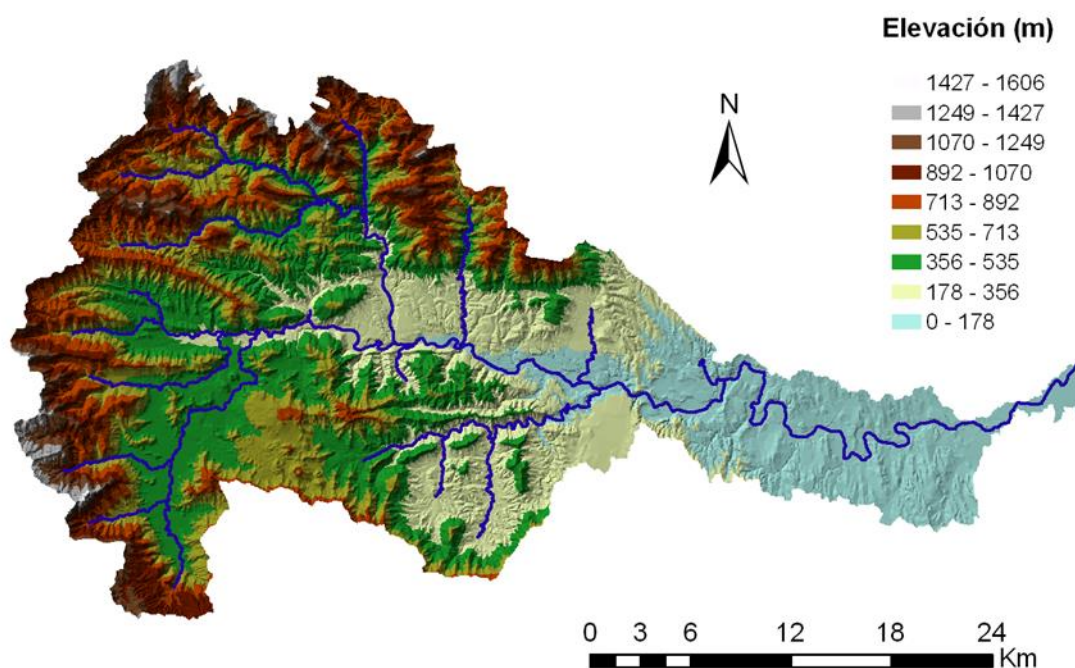


Figura 5.2. Modelo de elevaciones de la cuenca del Fluvià.

Cuenca de la Tordera

La cuenca de la Tordera se encuentra ubicada principalmente entre las comarcas del Vallès Oriental y la Selva y abarca un área de 864 km². Ubicada en la vertiente

suroriental del macizo montañoso del Montseny, incluyendo parte de la cordillera litoral para acabar su extensión y desembocadura en el mar mediterráneo, estableciendo la frontera entre la Costa Brava y la comarca del Maresme. El curso principal del río Tordera tiene una longitud aproximada de 60 km conectado a diferentes afluentes y tributarios que conforman en su conjunto una red de drenaje compleja (figura 5.3).

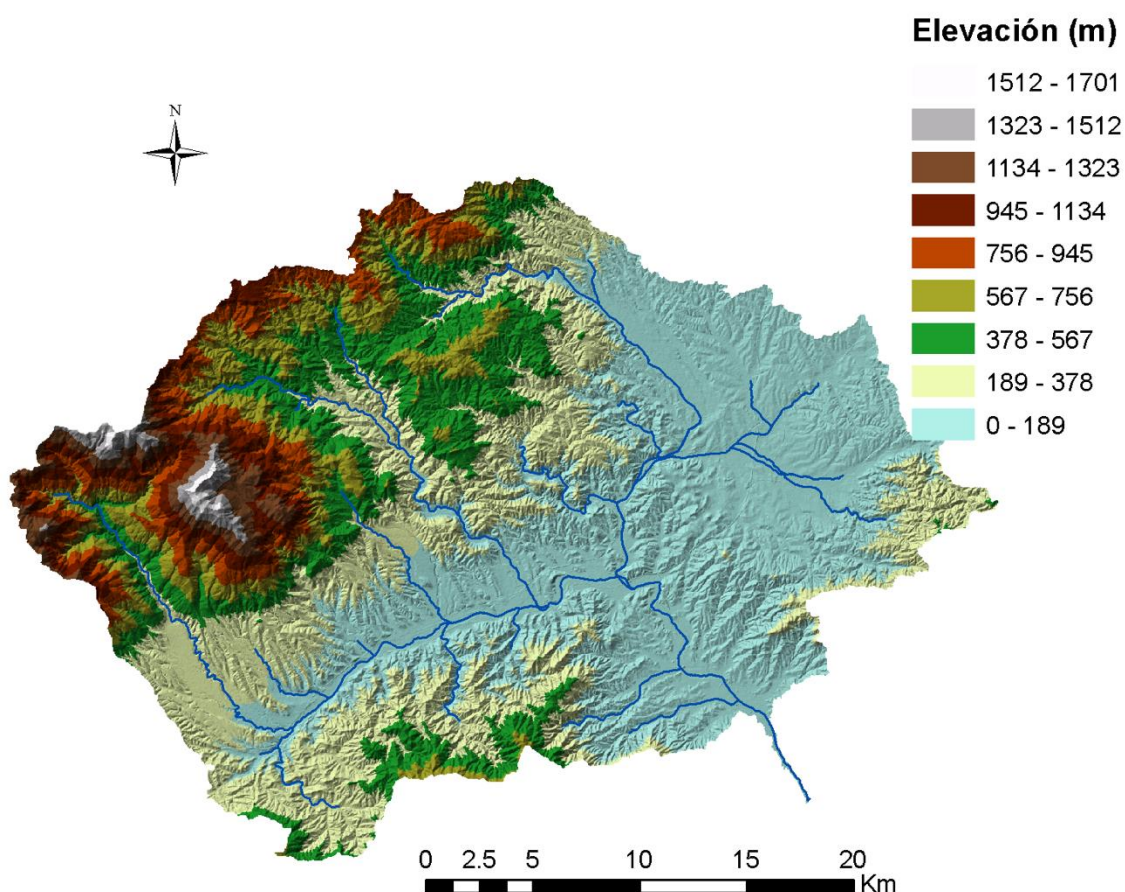


Figura 5.3. Modelo de elevaciones de la cuenca de la Tordera.

El río tiene como punto de inicio el Montseny, atravesando zonas de aportación como Arbúcies y Santa Coloma de Farners. La última parte de su trayecto se extiende sobre zonas húmedas, para posteriormente desembocar en el delta del río Tordera, que se ubica específicamente entre Blanes y Malgrat de Mar. La cuenca presenta una elevada diversidad de ambientes, como puede ser desde el Montseny hasta el delta de su desembocadura. El uso del suelo es principalmente forestal (80%, MCSC 2005). La agricultura se concentra principalmente en el tramo medio y bajo de la cuenca (delta) y abarca una superficie de un 10%. La superficie ocupada por los núcleos de desarrollo y

ciudades es de un 9% del total con una mayor presencia en la zona litoral. Corresponde a una cuenca con elevadas previsiones de crecimiento y con un sector industrial activo concentrado principalmente en la zona media.

Geológicamente se pueden diferenciar tres unidades bien definidas, que corresponden a materiales ígneos y metamórficos localizados en los macizos del Montseny, Montnegre y la Selva Marítima. La segunda unidad corresponde a materiales sedimentarios neógenos, propios de sistemas aluviales no consolidados. La última unidad corresponde a materiales aluviales cuaternarios que se encuentran a lo largo del río desde Sant Celoni hasta la desembocadura y en Santa Coloma hasta llegar al cauce principal. Asimismo, se pueden observar fallas que coinciden en varias partes con el cauce principal del río (Sánchez, 2011).

5.2 Meteorología

Catalunya es un área donde predomina principalmente el clima mediterráneo. Los regímenes de circulación atmosférica de la cuenca muestran un ciclo estacional ligado a la circulación templada y húmeda del oeste en invierno y una subtropical en verano. El clima mediterráneo se ubica en una transición geográfica entre el dominio temperado y húmedo de las latitudes medias, y el área árida y desértica del cinturón de los anticlones tropicales.

Según la clasificación climática de Köppen-Geiger, las dos cuencas de estudio tienen una gran diversidad climática dentro del contexto mediterráneo (figura 4.4). Esto se debe a la gran complejidad orográfica de la cuenca mediterránea y su condición semi-cerrada al océano Atlántico. Se pueden dar diferentes grados de continentalidad según el gradiente de temperatura mar-continente, pero la variable que más cambia espacial y temporalmente es la precipitación. Mientras el clima mediterráneo se caracteriza por tener un máximo pluviométrico en invierno, en las áreas de estudio (a excepción de la cabecera del Fluvià) se observa que los máximos son equinocciales tanto en frecuencia como en cantidad, siendo el otoño el más elevado y el invierno sobrepasando ligeramente al verano. Específicamente, la franja Este de la península Ibérica se ubica a sotavento de la influencia atlántica, lo que facilita que el otoño sea la estación más lluviosa por una condición ciclónica propia del Mediterráneo, momento del año en que

las aguas marinas se encuentran más cálidas y mientras el invierno es relativamente más seco (Martin-Vide y Olcina, 2001).

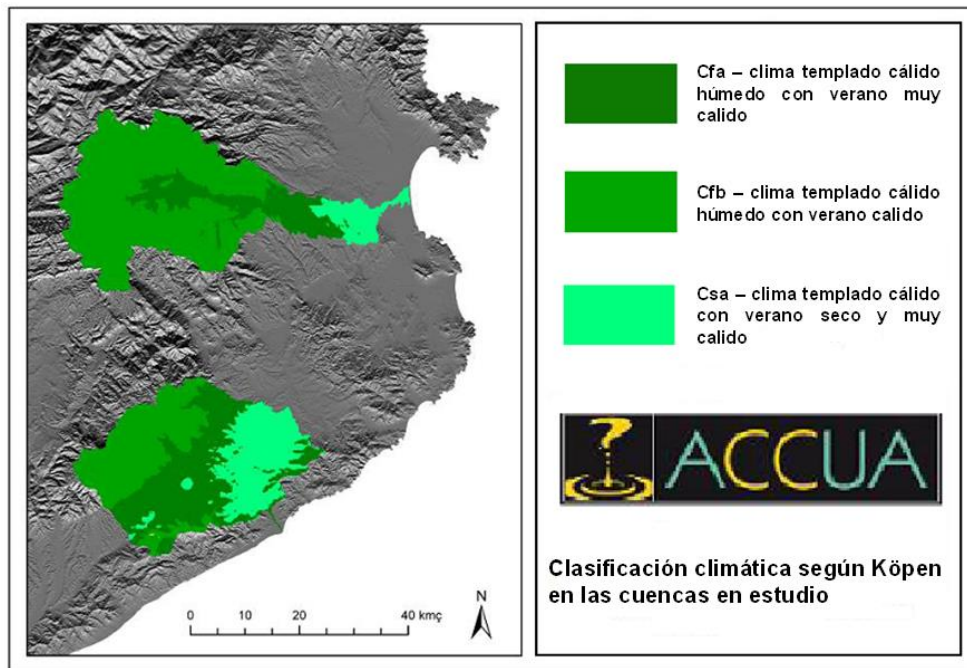


Figura 5.4. Clima de las cuencas de estudio según la clasificación climática de Köpen-Geiger. Se ha realizado una clasificación automática intermediando el Atlas Climático Digital de Catalunya según los criterios actualizados de Kottek et al. (2006).

5.2.1 Precipitación

Las cuencas en estudio muestran medias atribuibles a climas mediterráneos, pero con matices latitudinales fuertemente diferenciados. La figura 5.5 muestra la meteorología observada para la cuenca del Fluvià y la Tordera. La cuenca del Fluvià se encuentra en la zona que podríamos denominar la “Catalunya húmeda”. La Tordera tiene una cabecera más similar al Fluvià, pero tramos bajos más secos y más cercanos a climas más áridos. Se observa en la figura la distribución espacial de la lluvia media anual para cada cuenca de estudio.

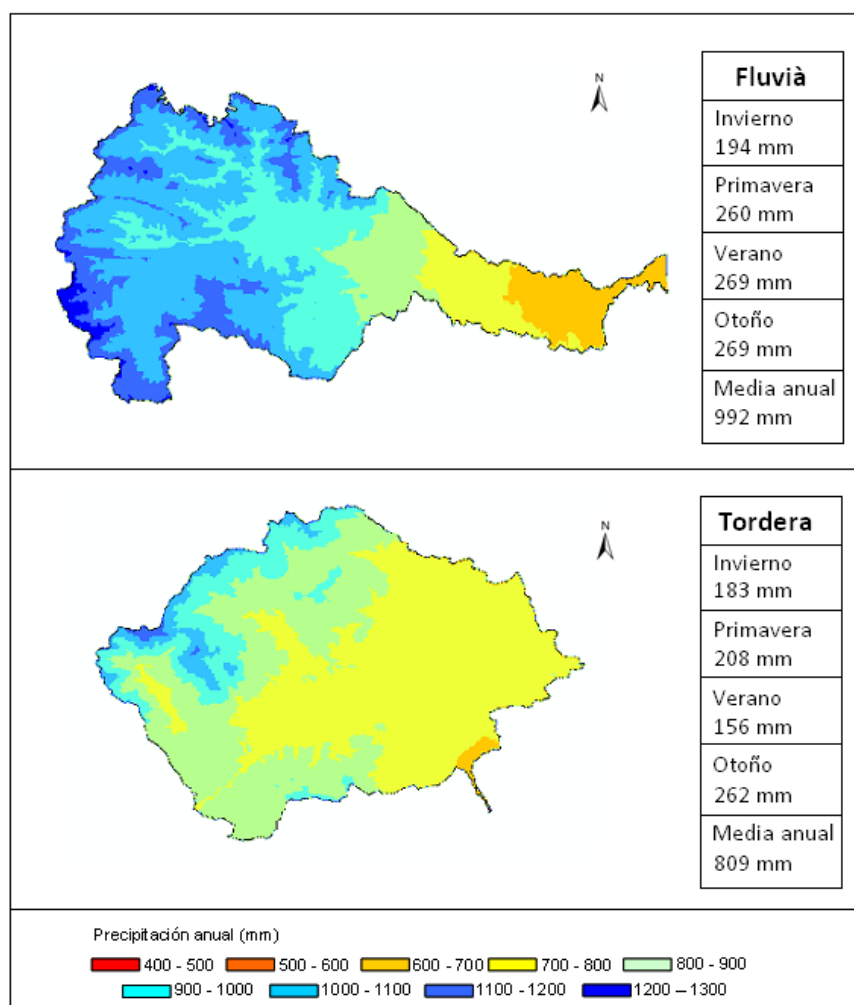


Figura 5.5. Precipitación media anual y por estaciones del año según el Atlas Climático Digital de Catalunya (período 1951 – 1999).

El clima mediterráneo se caracteriza por tener una equinoccialidad en la pluviometría, con un máximo otoñal para el caso de la vertiente oriental de la Península Ibérica, con un mínimo estival que se refleja en la cuenca de la Tordera. En cambio, la cuenca del Fluvià a pesar de estar en un clima mediterráneo, tiene fuertes influencias de climas de montaña debido a que su cabecera se encuentra en el Pirineo Oriental. Una prueba evidente es que el verano sea la estación más lluviosa junto al otoño.

5.2.2 Temperatura

La temperatura media anual de las 2 cuencas es similar y se encuentra alrededor de los 13°C. Las cuencas en estudio se enmarcan en un clima mediterráneo relativamente frío, pero no siguen un gradiente latitudinal. En el tramo medio y bajo de la Tordera la

temperatura anual supera en extensas áreas los 15°C. En la cuenca del Fluvià, prácticamente no hay zonas por encima de los 15°C. La distribución espacial de la temperatura sigue fielmente la orografía de la cuenca. La cuenca del Fluvià se distingue por tener una temperatura mínima (T_{\min}) anual un grado más baja que la Tordera, lo cual se acentúa en verano. En cambio, la temperatura máxima (T_{\max}) anual es más elevada en la cuenca de la Tordera. La continentalidad más elevada se encuentra en la cuenca del Fluvià, donde las diferencias entre las T_{\min} y T_{\max} anuales son de 11.4°C, mientras que en la cuenca de la Tordera son de 10.6°C. En la figura 5.6 se muestra la distribución espacial de la temperatura media por estación.

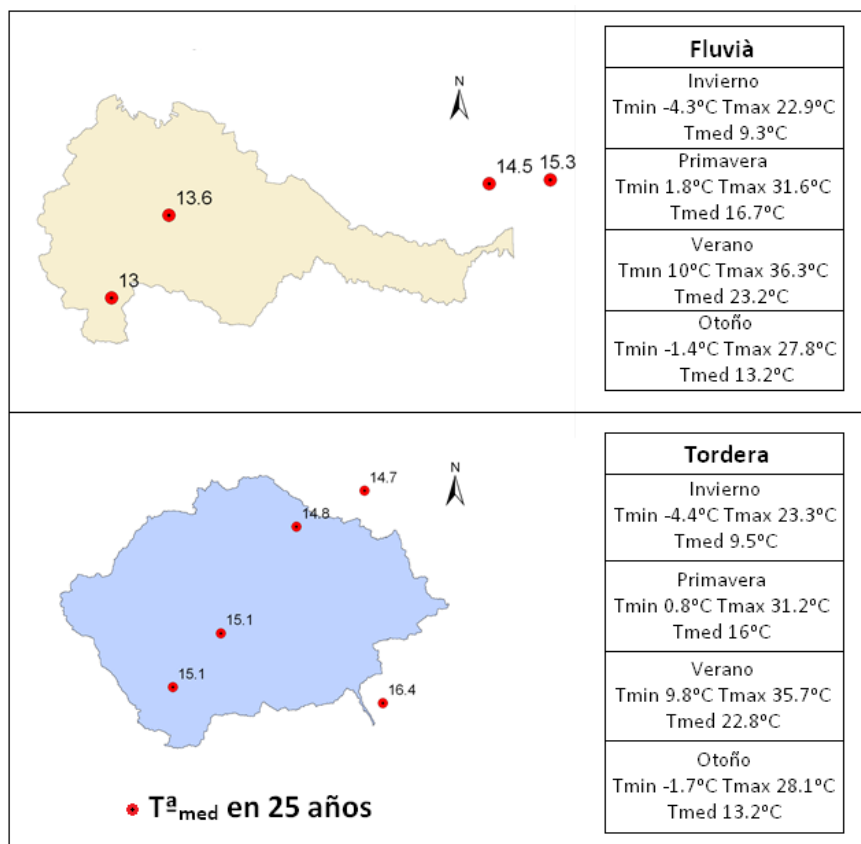


Figura 5.6. Temperatura media por estaciones y temperaturas máximas y mínimas según observaciones entre los años 1984 – 2008.

5.2.3 Evapotranspiración

Como ya se mencionó en el estado del arte, la evapotranspiración corresponde a la segunda componente más importante dentro del ciclo hidrológico, y en consecuencia,

contar con información fiable referente a este proceso es esencial. Al mismo tiempo, definir metodologías apropiadas de cálculo mejora la confianza de las estimaciones realizadas en el modelo hidrológico.

Para el caso de Catalunya, el cálculo de la Evapotranspiración de referencia o potencial (ET_0) se realiza a través de la formulación modificada Penman – FAO (Allen et al., 1998). A diferencia de otras formulaciones, ésta permite deducir la radiación neta a partir de la radiación global y, adicionalmente, permite obtener la ET_0 horaria, diaria y el total mensual.

La mayoría de información referente a ET_0 proviene de la agricultura para diferentes zonas de Catalunya. Esta información es principalmente recolectada a través de la Red Agrometeorológica de Catalunya (XAC), gestionada por el Servicio Meteorológico de Catalunya (SMC). La Tabla 5.1 presenta la ET_0 de referencia calculada para diversas zonas agrícolas de Catalunya.

Tabla 5.1. Precipitación y evapotranspiración de referencia totales anuales. Datos de estaciones situadas en las principales zonas agrícolas del Fluvià y la Tordera.

Estación	Comarca	Precipitación media anual	Evapotranspiración potencial
		(mm)	
Cabrils	Maresme	620	900
Sant Martí Sarroca	Alt Penedès	510	940
Cassà de la Selva	Gironès	690	810
Mas Badía – La Tallada d'Empordà	Baix Empordà	670	805
Sant Pere Pescador	Alt Empordà	660	805
La Vall d'en Bas	Garrotxa	1020	800

En la tabla 5.1 se observa que en la mayoría de las zonas la precipitación anual es menor a la evapotranspiración potencial, excepto la Garrotxa y alguna zona de Osona (DARPAM, 2005).

Es importante mencionar que los valores presentados en el cuadro anterior corresponden principalmente a zonas agrícolas que por lo general presentan altas tasas

de evapotranspiración dado el tipo de cultivo que poseen (agricultura altamente extractiva). Para el caso de las cuencas en estudio el valor total de ET_0 puede variar, ya que presentan una mezcla de usos de suelos que van desde usos agrícolas hasta usos forestales (mayores áreas), por lo cual los balances finales dependen también del efecto del bosque en la evapotranspiración. Sin embargo, los valores presentados muestran los rangos en los cuales se mueve la ET_0 . Este conocimiento previo permite evaluar si los datos arrojados por el modelo hidrológico son concordantes con los registrados en Catalunya.

Adicionalmente, se han realizado otras experiencias que se basan en distintas metodologías que han permitido evaluar la variación de ET_0 en Catalunya. Estos datos también permiten tener una referencia del rango en el cual se mueven los valores de ET_0 en Catalunya. La figura 5.7 presenta el cálculo de la ET_0 para las cuencas internas de Catalunya a través del modelo hidrológico SIMPA.

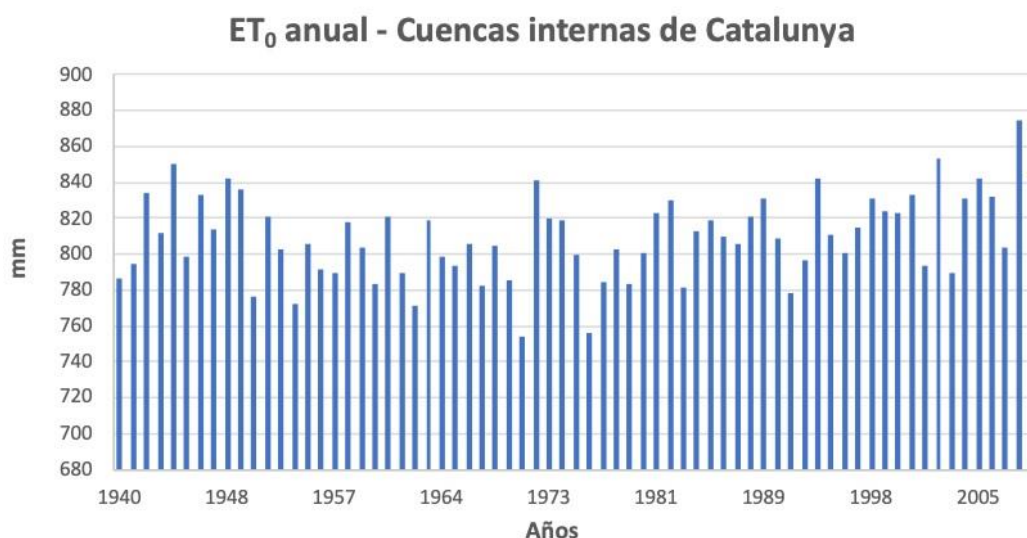


Figura 5.7. ET_0 en cuencas internas de Catalunya a través del modelo SIMPA (Fuente: Ministerio de Agricultura, Pesca, Alimentación y Medio Ambiente, 2014, MAGRAMA).

En la figura 5.7 se muestra la variación de la ET_0 para cuencas internas de Catalunya. Se observa que corresponde a un valor relativamente alto considerando la precipitación total anual que se produce normalmente en diversas cuencas de Catalunya. Este valor de ET_0 ha sido obtenido a partir de los valores mensuales calculados por el modelo de Simulación Precipitación – Aportación (SIMPA). El indicador se calcula como la suma

Para el caso de los aforos, la red se compone de un amplio número de estaciones que miden el caudal en secciones controladas (en su mayoría) en algún tramo del río que permiten evaluar el régimen de caudal y su evolución en el tiempo.

Como se verá más adelante en la metodología de trabajo, se analizaron todas las estaciones de aforo que registran el caudal tanto en la cuenca del Fluvial como en la Tordera, con el fin de validar la información y poder seleccionar qué estaciones podían ser consideradas (consistencia de los datos) en el estudio hidrológico.

5.3 Referencias

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements. In FAO Irrigation & drainage Paper 56. FAO, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma.

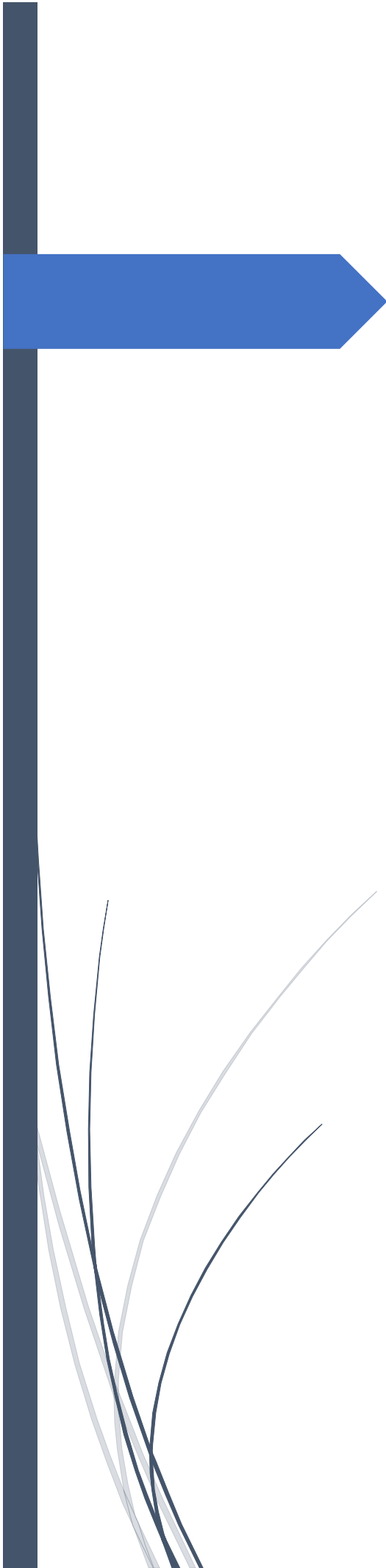
DARPAM, 2005. Dossier tècnic. Gestió eficient del aua del riego (I). Departament d'Agricultura, Ramaderia, Pesca, Alimentació i Medi Natural, Generalitat de Catalunya.

Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., & Rubel, F. (2006). World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift*, 15(3), 259–263. <https://doi.org/10.1127/0941-2948/2006/0130>.

MAGRAMA, 2014. Sistemas de Indicadores del Agua. Ministerio de Agricultura, Alimentación y Medio Ambiente. Link: <http://servicios2.marm.es/sia/indicadores/>.

Martin-Vide, J. & Olcina Cantos, J. (2001). Tiempos y climas de España. Alianza Editorial. Col. El libro universitario, Madrid, 258 p.

Sánchez, J. (2011). Dinámica de usos de suelo y paisaje en la cuenca la Tordera (1987, 1992, 1997 y 2002). Proyecto final de carrera. Universidad Autónoma de Barcelona. P. 82.



CAPITULO 6.

Análisis, evaluación y tratamiento de datos utilizados

6.1 Descripción de los datos disponibles

En este apartado se analizan todos los datos utilizados como valores de entrada en el análisis hidrológico de las cuencas estudiadas a través del modelo HEC-HMS 4.0.

En cualquier estudio hidrológico, la principal limitante en el análisis corresponde a la calidad, consistencia y disponibilidad de la información base. El contar con información suficiente, y de calidad, muchas veces define los objetivos del estudio, así como también, el grado de extensión y desarrollo que éste puede alcanzar. Para el caso de este proyecto, dos fueron los factores principales a considerar al inicio. En primer lugar, se procedió a recopilar la mayor información disponible en relación a datos de estaciones meteorológicas, estaciones de aforo y usos del suelo. Posteriormente se procedió al análisis y estudio de los datos de entrada, a modo de definir objetivos de estudio y extensión del trabajo. El análisis se dividió en el análisis de los datos hidrometeorológicos y los datos de aforo.

6.1.2 Adquisición, filtro y relleno de datos de precipitación y temperatura

Para evaluar las aportaciones dentro de las cuencas en estudio, se debe contar con una amplia gama de datos hidrometeorológicos. Para el caso de la precipitación y temperatura, inicialmente se dispuso de estaciones meteorológicas con registros diarios para dichas variables. Estas estaciones en su mayoría están ubicadas dentro de las cuencas y fueron el punto de inicio para la evaluación hidrológica.

Las estaciones meteorológicas permitieron evaluar el estado actual y pasado, en términos de precipitación y temperatura, de cada una de las cuencas. Adicionalmente, los datos de aforo fueron útiles para la construcción de un modelo hidrológico distribuido de cuenca. A partir de estos datos se realizaron tareas tales como la calibración y validación del modelo de cuencas. La información hidrometeorológica fue proporcionada por AEMET (Agencia Estatal de Meteorología) y el SMC (Servicio Meteorológico de Catalunya). La tabla 6.1 muestra las estaciones iniciales que se utilizaron en el estudio.

Tabla 6.1. Estaciones meteorológicas presentes en el área de estudio.

	Estación	ID	Coord. UTM	Altitud (m s. n. m)	Duración	SMC/A EMET	Datos disponibles
FLUVIA	Banyoles	DJ	482863, 4662623	157	1999- 2008	SMC	P, T, rad, HR, V
	Castellfollit de la Roca	395	462813, 4674323	296	1916- 2008	AEMET	P, T
	Jafre	384	500873, 4657878	44	1928- 2008	AEMET	P
	La Tallada d'Empordà	UB	505225, 4656000	20	1993- 2008	SMC	P, T, rad, HR, V
	Vall d'en Bas	388E	453877, 4664690	475	1982- 2008	AEMET	P, T
	Maià de Montcal	405I	478212, 4671790	160	1984- 2008	AEMET	P
	Olot	DC	457225, 4671358	421	1998- 2008	SMC	P, T, rad, HR
TORDERA	Blanes	281	482705, 4613918	18	1973- 2008	AEMET	P, T
	Dosrius	UQ	453870, 4607930	460	1996- 2008	SMC	P, T, rad, HR, V
	Malgrat de Mar	UR	479450, 4611050	4.5	1993- 2008	SMC	P, T, rad, HR, V
	Sant Celoni	263	457997, 4615748	155	1940- 2008	AEMET	P, T
	Santa Coloma de Farners	272U	474368, 4636242	140	1978- 2008	AEMET	P
	Tagamanent	VX	442128, 4622198	990	1996- 2008	SMC	P, T, rad, HR, V
	Vilobí d'Onyar	VN	478610, 4637295	120	1998- 2008	SMC	P, T, HR
	Aeroport Girona	367	480115, 4638937	127	1973- 2008	AEMET	P, T

* P = precipitación, T = temperatura, rad = radiación, HR = humedad relativa, V = viento

En etapas posteriores del proyecto, los datos históricos de precipitación y temperatura fueron información esencial que se utilizó para la generación de datos futuros. Estos fueron obtenidos a partir de procedimientos que se enmarcan dentro del escalado de

modelos climatológicos, que será explicado en detalle más adelante. El poder contar con datos históricos de buena calidad, consistencia y de larga duración facilita la generación de series futuras, ya que un más detallado conocimiento del pasado, permite una más confiable proyección del futuro.

Se realizó un estudio detallado de los datos de entrada (lluvia, temperatura) a fin de encontrar errores o períodos sin medición (huecos). Los datos de precipitación fueron rellenados a través del *U.S. National Weather Service Method* (figura 6.1) en el cual se requiere contar con 4 estaciones meteorológicas más próximas, cada una ubicada en uno de los cuatro cuadrantes (Noreste, Sureste, Suroeste y Noroeste).

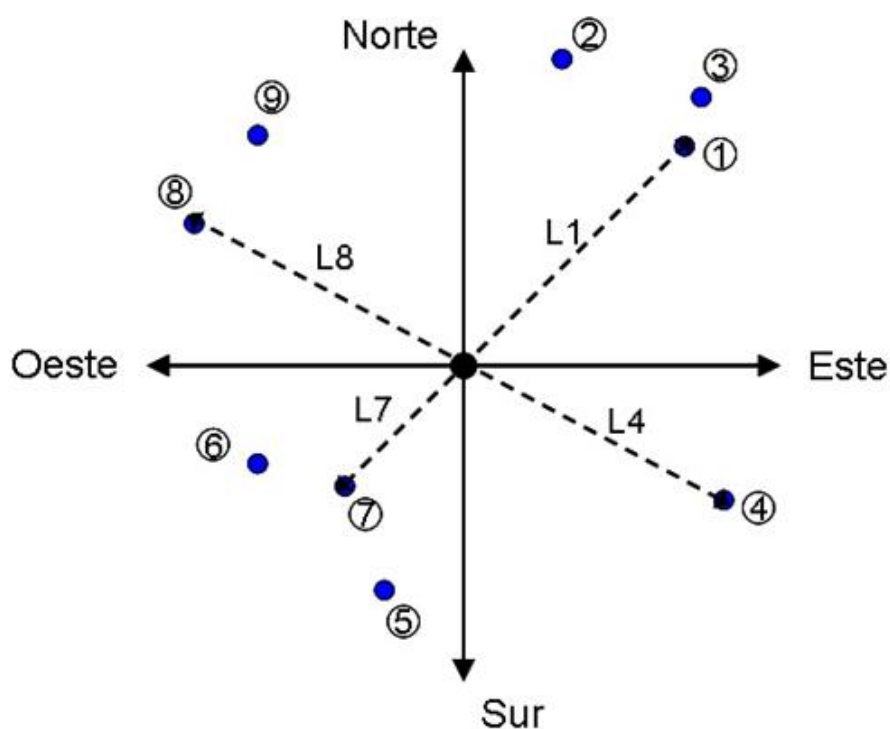


Figura 6.1. Método para el relleno de datos de lluvia perdidos. *U.S. National Weather Service method*.

La formulación del método se presenta a continuación.

$$P_x = \frac{W_1 P_1 + W_2 P_2 + W_3 P_3 + W_4 P_4}{W_1 + W_2 + W_3 + W_4} \quad (6.1)$$

donde:

$$W_i = \frac{1}{L_i^2}$$

L_i = Distancia desde estación i hasta estación x (m)

X = índice para la estación sin registros en los valores de precipitación

P_i = valores de precipitación (estación i) usados para la estimación (mm)

La aplicación de este método se basó en supuestos que definieron la factibilidad y consistencia del relleno de datos inexistentes. En primer lugar, se realizó el relleno para años con huecos de no más de 90 días, es decir, estaciones con más de 90 datos perdidos en un año no serían consideradas en el estudio. Sin embargo, si el agujero de datos estaba distribuido en el año y no seguidamente, se realizó igualmente el relleno en algunas excepciones (93 días para el caso del ejemplo en la figura 6.2). En segundo lugar, se definió que, para poder hacer el relleno de datos, era necesario contar con datos en las estaciones restantes de la cuenca, es decir, cuando los agujeros también estaban presentes en estaciones adyacentes, la serie de datos fue descartada. El contar con estaciones disponibles para realizar el relleno de huecos, fue el supuesto más importante al rellenar huecos superiores a 60 días. Finalmente, si los huecos eran pequeños (pocos días), se realizó el relleno aun cuando las estaciones más adyacentes no tuvieran datos.

Para el caso de la temperatura el relleno de datos se llevó a cabo mediante la media aritmética, ya que al observar los datos se determinó que no existía una gran variabilidad del valor entre estaciones (diferencias menores al 10%). El esquema de la figura 6.2 muestra un ejemplo de las deficiencias presentes en los datos de precipitación y temperatura.

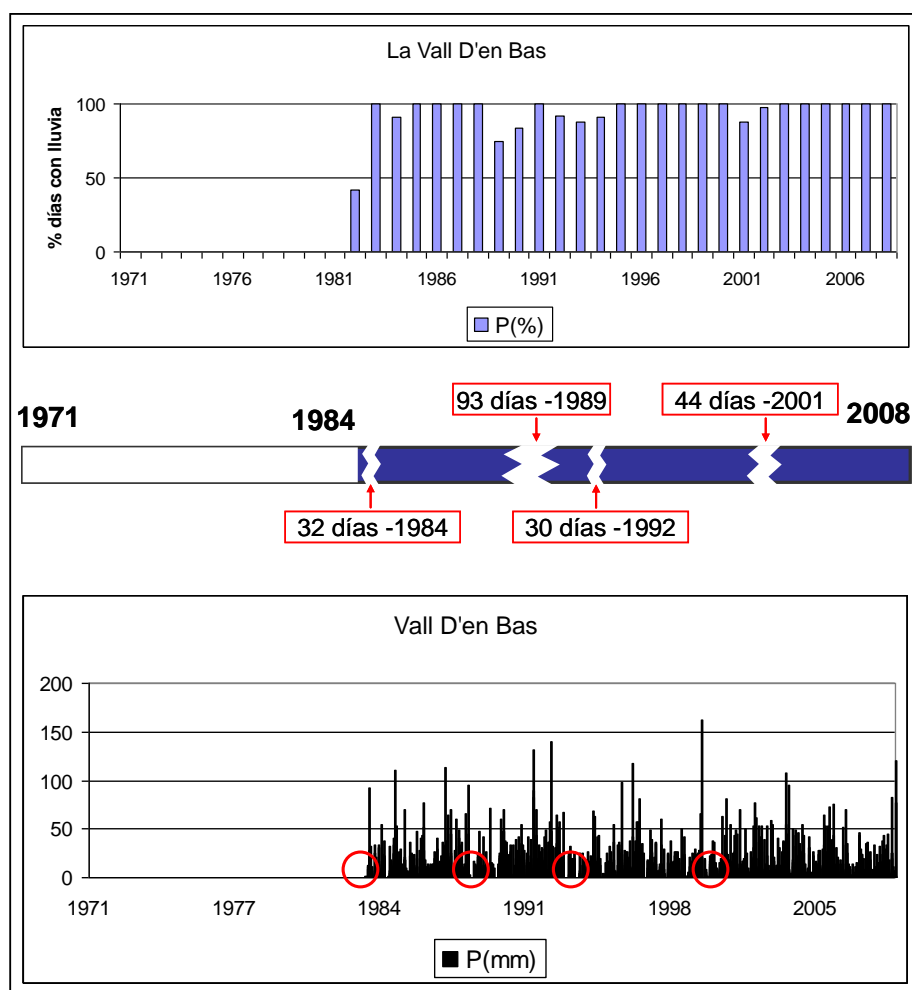


Figura 6.2. Esquema de las deficiencias e inconsistencias encontradas en los datos meteorológicos.

La situación de la estación de la Vall D'en Bas en la cuenca del Fluvial fue tal que los datos anteriores a 1984 fueron descartados debido a su baja calidad, inconsistencia y ausencia. Por ejemplo, el año 1983 no fue considerado debido a que existía una ausencia de datos mayor del 50%. A partir del año 1984 se realizó el relleno de datos conforme a lo explicado en los párrafos anteriores. La situación expuesta en la figura fue analizada para todas las estaciones del cuadro 4 y en cada una de ellas se encontraron los mismos problemas en torno a la calidad de los datos y el proceso de relleno se hizo para cada estación meteorológica. De esta manera el estudio se limitó a un período de tiempo de 25 años (1984 – 2008), ya que esta serie de datos presentaba una buena fiabilidad y consistencia. El resultado de este proceso derivó en acotar los años de estudio y las estaciones meteorológicas que fueron utilizadas para cada subcuenca. La tabla 6.2 muestra la selección final de estaciones meteorológicas.

Tabla 6.2. Estaciones meteorológicas seleccionadas por cuenca de estudio.

	Nombre estación	Coordenadas	En funcionamiento
Fluvià	Castellfollit de la Roca	462813, 4674323	1916 - presente
	Vall d'en Bas	453877, 4664690	1982 – presente
	Maià de Montcal	478212, 4671790	1984 – presente
	Jafre	500873, 4657878	1928 – presente
	Roses	514799, 4679359	1984 – presente
Tordera	Breda	463412, 4621860	1950 -2008
	Sant Celoni	457997, 4615748	1940 – presente
	Santa Coloma	474368, 4636242	1978 – presente
	Aeroport Girona	480115, 4638937	1973 – presente
	Blanes	482705, 4613918	1973 – presente

La estación de Breda fue agregada posteriormente para aumentar el número de estaciones con datos disponibles.

6.1.3 Evaluación de los datos de aforo

Los datos de aforo fueron evaluados de manera diferente a lo hecho con la precipitación y la temperatura. En primer lugar, se seleccionaron las estaciones que pertenecieran a las cuencas hidrológicas estudiadas (tabla 6.3) y posteriormente se descartaron aquellas series que presentaran errores o inconsistencias en la calidad de los datos. En este caso, no se hicieron rellenos de series. Para descartar datos anómalos, se realizó una evaluación visual de las curvas de caudal por estación, para detectar irregularidades en los datos. Con el objetivo de hacer esta verificación más detallada, se elaboró un modelo de caja negra (*Black-Box Model*) que permitió tener los primeros valores de

caudal y compararlos con las series observadas. Este primer cálculo permitió comparar las curvas de caudal observadas y simuladas a modo de detectar inconsistencias en los datos registrados *in situ*. El buen ajuste y comportamiento del modelo de caja negra facilitó que, en etapas posteriores del trabajo, se pudiera contar con series depuradas de aforo que fueron finalmente utilizadas en el modelo hidrológico distribuido.

Tabla 6.3. Estaciones de aforo presentes en las zonas de estudio.

Cuenca	Estación	X-coord.	Y-coord.	Nombre	Estado
Fluvià	453	496500	4667750	Garrigàs	1971-actual
	13	459650	4671080	Olot	1913-actual
	16	483440	4669700	Esponellà	1941-actual
	40	477450	4669000	Serinyà	1943-actual
Tordera	15	457640	4614600	Sant Celoni	1923-1994
	26	450020	4622680	La Llavina	1952-actual
	56	466800	4623400	Hostalric	1968-actual
	62	475860	4618520	Can Serra	1967-actual
	81	472535	4621840	Santa Coloma	1986-actual
	89	474675	4621100	Can Simó	1992-actual

La metodología utilizada para el modelo de caja negra se basó en el modelo de pérdidas conocido como Número de Curva (*Curve Number*) desarrollado por el *Soil Conservation Service* (1972), el cual permite predecir la escorrentía a partir de eventos de lluvia. La ecuación usada en el desarrollo de la metodología queda expresada en el anejo 10.2.

A partir de este método se realizó una primera aproximación que permitió determinar la escorrentía generada por la precipitación en la cuenca (figura 6.3). Se evaluaron años en forma separada y se determinó un *CN* (Número de Curva) medio para la totalidad de la cuenca. Se utilizó el *CN* como un valor de ajuste al momento de calibrar el modelo simplificado con datos observados.

El primer ejemplo se llevó a cabo para la cuenca de Olot (cuenca de cabecera), perteneciente al sistema hídrico del Fluvià. Se seleccionó esta situación ya que se contó con una estación de aforo en buenas condiciones y con registros completos. Al mismo

tiempo la cuenca registra la precipitación con la estación meteorológica de la Vall d'en Bas que se encuentra ubicada dentro de la zona de estudio (cuenca de Olot). La cuenca posee una superficie de 134 km² y está principalmente cubierta de vegetación (Bosques), con núcleos urbanos que no superan más de un 10% del territorio. La figura 6.3 muestra el caso específico de la cuenca de Olot tomando la lluvia caída para el año 1988.

Para el caso del modelo diseñado, se asumió que la estación meteorológica era representativa de toda la cuenca, por lo cual se consideró la lluvia uniforme en toda el área de estudio. En el modelo no se consideró la propagación en el cauce, ya que en un principio solo se estudió el caudal generado en el punto de salida (estación de aforo de Olot).

Esta misma metodología fue aplicada en el resto de las estaciones de aforo en el Fluvià y posteriormente en las estaciones de la cuenca de la Tordera. En un principio, se buscó poder ajustar lo mayor posible el modelo en cada situación, evaluando la variación del *CN* en función del año o período de registro. Sin embargo, la tarea se vio en muchos casos dificultada por la ausencia de datos de aforo en condiciones que permitieran obtener buenos ajustes. No obstante, este trabajo solo consistió en una primera etapa descriptiva de la información disponible para la posterior construcción de un modelo de pérdidas distribuido con base física. La hipótesis fundamental de esta práctica, radicaba fundamentalmente en observar las variaciones del *CN* con el objetivo de conocer las abstracciones iniciales del terreno (infiltración y pérdidas), que posteriormente podrían ser de utilidad en la caracterización de un modelo de pérdidas más detallado (utilización del *SMA*, como se verá más adelante). Sin embargo, como se describirá más tarde, el *CN* no es una metodología aconsejable para ser aplicada en simulaciones a largo plazo.

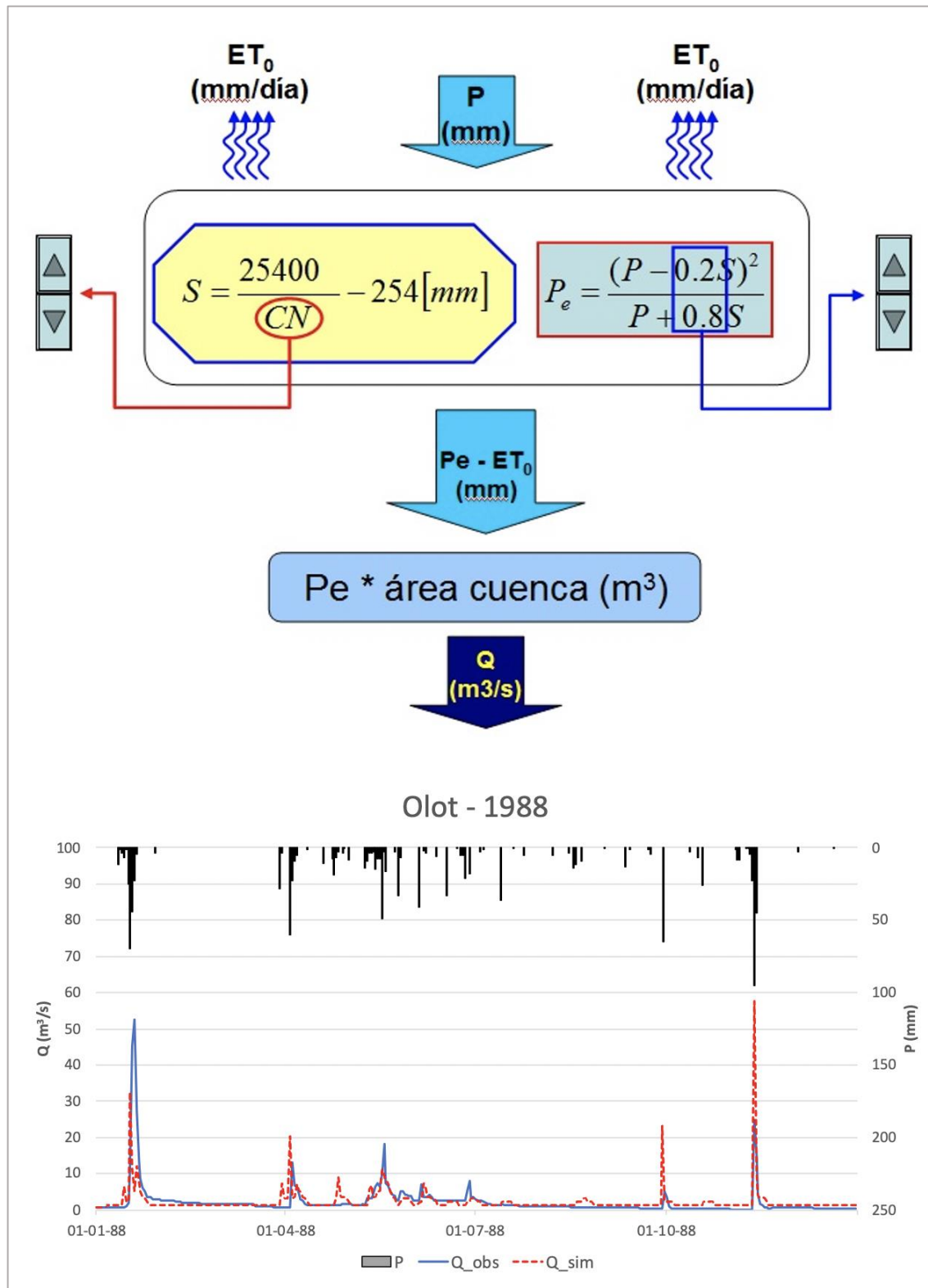


Figura 6.3. Esquema del modelo de caja negra (Número de Curva).

La figura muestra que es posible obtener resultados medianamente aceptables utilizando la metodología del Número de Curva. Sin embargo, es necesario agregar

rutinas adicionales que permitan evaluar el flujo base y las curvas de recesión del caudal. En definitiva, se termina en cierto modo forzando el modelo para obtener unos resultados esperados. Esto implica que el modelo propuesto solo pueda ser aplicado para un período y situación específicos. Esta dificultad de ajuste y calibración radica que el CN no se adapta fácilmente a simulaciones a largo plazo, y esto es así, porque su hipótesis fundamental plantea la obtención de una retención máxima (S) del suelo (pérdidas – infiltración) en función de una tabulación que está definida por el tipo de suelo y el tipo de cubierta. Esto quiere decir que, dependiendo de esta tabulación, se obtendrán patrones de retención diferentes y que cada suelo tendrá una capacidad de infiltración condicionada por el CN. Para efectos de simulaciones a largo plazo, esta caracterización es pobre, ya que encierra en una sola variable (S) un cúmulo de procesos relacionados con el almacenamiento y movimiento del agua subsuperficial y subterránea. Simplifica la tarea de conocer relaciones y flujos de transferencia entre los distintos perfiles del suelo, fenómenos que son fundamentales de conocer y describir cuando se realizan estudios de balance hídrico a largo plazo. No hay que olvidar que la cuenca hidrológica posee dos tipos de respuesta; una respuesta inmediata una vez producido un evento de lluvia, que es la causante de la escorrentía superficial directa, y una respuesta diferida que describe procesos como la infiltración, la percolación, la interacción acuífero-suelo, etc. Estos se producen en un período de tiempo prolongado que va desde días hasta meses y están relacionados directamente con el caudal base y la curva de recesión del hidrograma de caudal.

Por ende, no es aconsejable construir modelos a largo plazo con tan poca información de lo que sucede en la matriz del suelo, ya que como se mencionó anteriormente la caracterización es deficiente al no poder reproducir las variaciones de humedad del suelo a largo plazo. No obstante, como primera aproximación de la situación puede ser aceptable, y los valores obtenidos de CN, pueden servir como valores iniciales o de prueba (infiltración) para la construcción de modelos de pérdidas más detallados.

En relación a los resultados de la figura 6.4, se observa que se pueden obtener ajustes aceptables. Sin embargo, existe una incapacidad del modelo para simular el caudal base y algunas puntas de caudal. El desajuste de este caudal puede deberse en parte a que la medición en la estación de aforo es puntual al mediodía, es decir, se mide el caudal que está pasando en dicho momento. Si la lluvia se produce después del mediodía, o la hora en que se haya tomado la medición, este aumento de caudal no será registrado hasta las 12 h del día siguiente. Como la medición de la precipitación es una acumulación del día, existirá de esa manera disonancia entre lo que mide el

pluviómetro y lo que registra el aforo. Lógicamente, aplicando la lluvia registrada en el modelo, la punta de caudal obtenida estará directamente asociada a dicha lluvia.

Los resultados del modelo determinaron que, en volumen total para el año analizado, el modelo sobrestimaba en un 14% más a lo registrado por la estación de aforo. Esto puede deberse, como se explicó anteriormente, a la dificultad de ajustar las puntas más altas de caudal y la pobre caracterización de los procesos subterráneos que definen los flujos de caudal base.

Se observó que el *CN* en el Fluvà variaba año tras año y la razón principal puede deberse a que las condiciones iniciales de la humedad del suelo influyen significativamente en los caudales observados. Este fenómeno no es incorporado por la formulación del método, por lo cual es necesario variar el valor del *CN* cada año para obtener un ajuste adecuado.

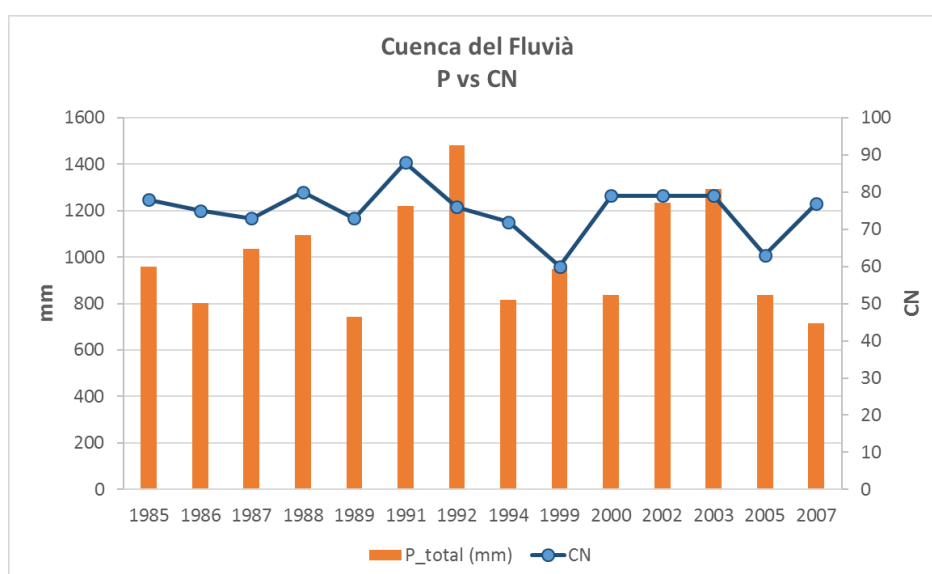


Figura 6.4. Valores parciales del CN anual para la cuenca del Fluvà.

Es posible que las condiciones de humedad inicial del suelo, o la prolongación de los períodos inter – lluvia (días secos) influyan significativamente en el ajuste del *CN* para encontrar una buena calibración y validación. Adicionalmente se observa que existe una tendencia a una disminución del *CN* cuando el volumen de precipitación anual disminuye

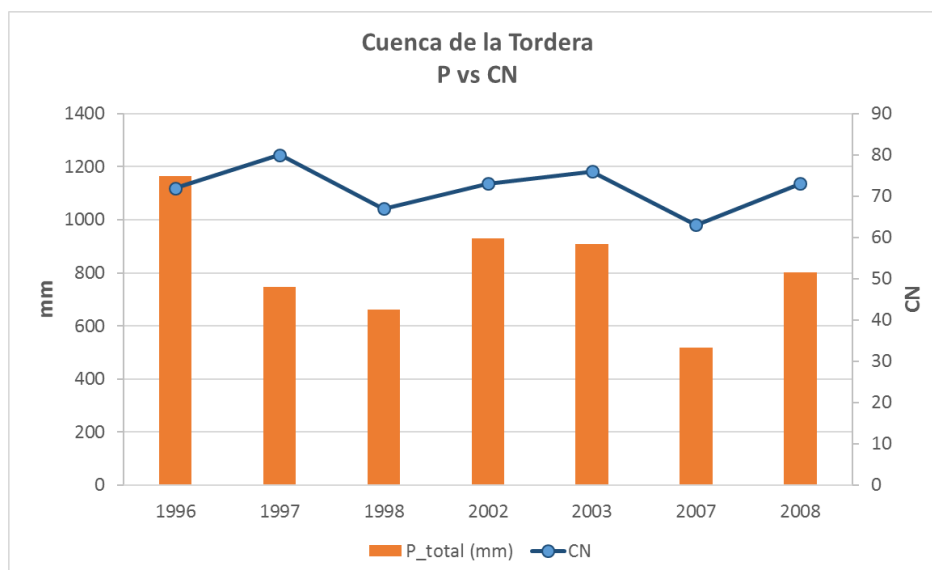


Figura 6.5. Valores parciales del CN anual para la cuenca de la Tordera.

Para el caso de la Tordera (figura 6.5) sucede algo similar a lo encontrado en el Fluvià, con la misma tendencia a una disminución del *CN* en función de la disminución del volumen anual de precipitación. No obstante, el Tordera presentó una situación distinta a lo observado en el Fluvià. Se apreció una mayor influencia del acuífero o agua subterránea al momento de buscar el ajuste y calibración del modelo. Esto generó que la curva de recesión del caudal fuera más alargada y con pendientes menores. Se debe principalmente al efecto regulador del acuífero teniendo una mayor interacción con la escorrentía diferida.

Para el caso del caudal base, fue necesario agregar un caudal base diario que se obtuvo de la observación del hidrograma de caudal registrado.

Se consideraron valores medios mensuales de evapotranspiración máxima y mínima para el área de Olot, obtenidos a través del Mapa Agronómico Nacional (Castillo y Giménez, 1965) desarrollado por el Ministerio de Agricultura. Estos valores fueron extrapolados a nivel diario con el fin de poder tener un valor estimativo de las pérdidas por evapotranspiración en la cuenca.

La tabla 6.4 muestra la variabilidad del número de curva (*CN*) y la retención potencial máxima para la cuenca del Fluvià y la Tordera.

Tabla 6.4. Variación del *CN* y *S* en las cuencas de estudio.

	Fluvia	Tordera
<i>CN</i>	75.4 (60 - 88)	72 (63 - 80)
<i>S (mm)</i>	86.9 (169.3 - 34.6)	100.7 (149.2 - 63.5)

Es esperable que el valor de *S* tenga relación con la humedad del suelo ya que la capacidad de retener humedad estará directamente relacionada con la presencia de eventos de lluvia anteriores al día de la medición. En el modelo empírico la variable de la abstracción inicial ($I_a = 0.2 * S$) representa la capacidad inicial del suelo para retener precipitación hasta el momento en que se produce la escorrentía superficial. Esto significa que su capacidad dependerá del estado inicial de humedad del suelo. Es difícil saberlo ya que las condiciones de humedad inicial normalmente son desconocidas. Adicionalmente el método no incluye en su metodología estados iniciales de humedad, lo que genera que sea necesario una modificación del *CN* que puede no ser representativo ni del uso del suelo ni del grupo hidrológico al cual pertenezca. En el anejo 10.2 se presenta la tabla de *CN* en función del suelo y del grupo hidrológico propuesta por el SCS.

Lo expuesto en el párrafo anterior conlleva la pregunta inequívoca de definir si esta metodología propuesta es la más eficaz para un modelo hidrológico de este tipo. Lógicamente la herramienta utilizada es simple e incompleta, y presenta carencias que impiden obtener un mejor resultado. Por ejemplo, en simulación a largo plazo es necesario poder estudiar el movimiento del agua en el perfil del suelo, ya que la escorrentía diferida es importante en el balance final de la cuenca. En la medida que una metodología incluya en sus rutinas la infiltración, la capacidad del almacenamiento del suelo, la percolación y los acuíferos, es posible obtener resultados con mayor fiabilidad en este tipo de simulaciones. Este no es el caso del *CN* ya que agrupa los procesos subsuperficiales en la variable I_a . Sin embargo, es una primera aproximación válida que ha permitido evaluar los datos de entrada, descartar datos erróneos y obtener un parámetro inicial de la infiltración del suelo que puede servir para modelos hidrológicos más específicos.

Finalmente, como complemento al modelo de pérdidas, se incluyó un modelo de escorrentía diferida que permitió evaluar el comportamiento del caudal de recesión una vez acabada la precipitación. Como ya se mencionó anteriormente, las condiciones

encontradas en la Tordera difieren a lo observado en el Fluvià, ya que al parecer el agua subterránea tiene una mayor interacción en la forma del hidrograma para el caudal de recesión. Para poder evaluar esta variabilidad de la curva se adoptó una aproximación que pudiera describir esta forma. Las curvas de recesión normalmente toman la forma de una curva de decaimiento exponencial que se expresa de la siguiente manera:

$$Q(t) = Q_0 e^{-(t-t_0)/k} \quad (6.1)$$

donde:

Q_0 = caudal en el tiempo t_0

k = constante de decaimiento exponencial con unidades de $[t]$

6.1.4 Obtención de datos de evapotranspiración potencial (ET_0) y sus metodologías de aplicación en el modelo hidrológico

Obtener datos de ET_0 significó una tarea que presentó diferentes aristas y etapas. Por un lado, la información se obtuvo de fuentes que generaron valores de ET_0 para diversas situaciones. Adicionalmente se contó con información adicional como radiación solar y coeficientes de cultivos que fue utilizada como parte del método de cálculo en el modelo hidrológico. A continuación, se detallan los pasos en la obtención de la ET_0 y cómo cada metodología fue utilizada en las diferentes etapas del estudio.

6.1.4.1 Cálculo de la evapotranspiración potencial (ET_0) en el modelo hidrológico a través de la metodología de la media mensual (Monthly Average)

En etapas preliminares del proyecto se trabajó con montos mensuales de evapotranspiración potencial para las áreas más representativas de la cuenca de estudio. Este valor mensual de evapotranspiración potencial fue uno de los valores de entrada en el modelo hidrológico y fue obtenido del Mapa Agronómico Nacional de España (1965). El valor utilizado correspondió a un valor medio de evapotranspiración potencial (ET_0) para el área de estudio, sin considerar un valor puntual por estación meteorológica ni uso de suelo. A partir de este valor, se asignó un valor mensual de ET_0 para cada subcuenca del modelo hidrológico. La ET_0 implementada bajo estas condiciones se utilizó en etapas preliminares de la modelización hidrológica, lo que

permitió hacer una primera evaluación del modelo y los datos de entrada utilizados a través de formulaciones más simplificadas.

El modelo hidrológico *HEC-HMS* permite la utilización de montos mensuales de ET_0 . El método está diseñado para trabajar con registros mensuales de bandejas de evaporación. Los datos corresponden a valores mensuales promedio de la evapotranspiración. Un coeficiente de corrección es también incluido en la formulación para determinar la tasa de evapotranspiración final para cada mes. Este coeficiente es normalmente usado para corregir el valor actual de la evapotranspiración y hacerlo más cercano al uso hídrico de una planta.

$$ET_0(diaria) = \frac{ET_0(mes)}{n^{\circ} dias(mes)} * coeficiente \ de \ corrección \quad (6.2)$$

Estos primeros datos de ET_0 en el modelo hidrológico solo proporcionaron los primeros datos de caudal que permitieron tener una visión preliminar de la calibración del modelo hidrológico en *HEC - HMS*. Esta tarea fue una fase que sirvió para evaluar la calidad de los datos de entrada, conocer y entender el modelo hidrológico, evaluar el rango en el cual se ubicaban los parámetros de ajuste y probar la robustez del modelo. El paso siguiente consistió en obtener información más detallada de la ET_0 , que fue proporcionada por distintas entidades, que se mencionarán más adelante.

6.1.4.2 Cálculo de la evapotranspiración potencial (ET_0) a través del método de Penman & Monteith

El siguiente paso llevado a cabo durante la construcción del modelo hidrológico correspondió a la utilización de información de ET_0 más detallada de la situación de cada subcuenca. Esta información fue proporcionada por el Centro de Investigación Ecológica y Aplicaciones Forestales (CREAF), que proporcionó información referente de ET_0 para las diferentes masas boscosas y de matorrales presentes en las cuencas de estudio. Para el caso de los cultivos agrícolas, se contó con la información proporcionada por el Centro de Investigación y Tecnologías Agroalimentarias (IRTA), que facilitó información concerniente a ET_0 para los diferentes cultivos presentes.

Con el fin de evaluar la ET_0 para cada subcuenca, se definieron usos de suelo derivados a partir del mapa de usos del suelo del Instituto Cartográfico de Catalunya (ICC) para el año 2000. Para obtener un valor de ET_0 por subcuenca, se obtuvo un valor ponderado de ET_0 en función del área que cubría cada uso de suelo en cada subcuenca. Así se obtuvo un valor de ET_0 para cada subcuenca. Se definieron cuatro usos de suelo que agruparon de la siguiente manera: bosque, matorral, cultivos y aguas continentales.

Los valores de ET_0 proporcionados por el CREAM y el IRTA fueron calculados a través de la formulación desarrollada por Penman & Monteith para la ET_0 . Los valores mensuales de ET_0 , una vez ponderados por subcuenca, fueron ingresados en el modelo hidrológico utilizando la formulación (6.2) en etapas preliminares de la modelización. La formulación del método sigue el desarrollo presentado en la fórmula (2.2) en el apartado 2.2.2.

Para el caso de la ET_0 de bosques y matorrales, el CREAM utiliza el modelo de crecimiento forestal llamado GOTILWA (*Growth of Trees is Limited by Water*) (Gracia et al., 1999). Es un modelo especialmente diseñado para explorar cómo los procesos de crecimiento son influenciados por el clima, la estructura de los árboles, las propiedades del suelo, la silvicultura y el cambio climático. Aun cuando el modelo está especialmente diseñado para evaluar crecimiento de especies arbóreas, en particular en la zona mediterránea, también dentro de sus capacidades está el generar (a escala temporal) datos de salida útiles en términos hidrológicos. Datos de entrada (diarios) como radiación solar, temperaturas mínimas/máximas, precipitación, velocidad del viento, déficit de la presión de vapor y concentración de CO_2 , son las variables climáticas usadas por el modelo. Adicionalmente en ausencia de variables climatológicas, el modelo posee un Generador de Clima (GWG) que puede ser usado para proponer valores diarios a partir de valores mensuales que son más comunes de las estaciones de muestreo. A partir de estos datos de entrada el modelo es capaz de generar datos de evapotranspiración para la especie arbórea analizada. Estos pueden ser entregados a escala diaria o mensual.

6.1.4.3 Utilización de la aproximación de Priestley & Taylor (1972) para el cálculo de la evapotranspiración potencial (ET_0) en el modelo hidrológico

Debido a la simplicidad de la formulación (6.2), se procedió a utilizar la aproximación de Priestley & Taylor presente en el modelo hidrológico (*HEC-HMS*) para el cálculo de la

ET_0 . Permite la obtención de la ET_0 a partir de datos temporales de temperatura media, radiación solar y un coeficiente de cultivo. Estas tres variables son ingresadas al modelo a través de mallas de celdas de tamaño variable. La resolución de la aproximación de Priestley & Taylor consiste en la combinación de estas tres mallas de datos, lo que permite la obtención de un valor de ET_0 por celda a escala temporal. Como se verá más adelante, esta metodología para el cálculo de la ET_0 fue la que finalmente se utilizó durante todo el estudio.

La metodología de ET_0 mencionada corresponde a la aproximación propuesta en la formulación (2.4) del apartado 2.2.2. A diferencia de lo observado bajo la metodología de la fórmula (6.2), el modelo permite ingresar datos de temperatura media, radiación solar y un coeficiente de cultivo, resolviendo internamente el valor de la ET_0 .

La información de radiación solar utilizada para la creación de mallas de datos se obtuvo de las estaciones meteorológicas presentes en las cuencas. Para obtener un valor de radiación por subcuenca, se ponderó un valor de radiación en función del área de influencia de cada estación. El valor del coeficiente de cultivo (K_c) fue aproximado del boletín FAO N° 56 (Allen et al., 1990) que define valores K_c para diferentes cultivos y frutales.

6.2 Construcción del modelo hidrológico distribuido en *HEC-HMS 4.0*

La construcción del modelo hidrológico se llevó a cabo a través del software hidrológico *HEC-HMS 4.0*. Este software tiene la capacidad de agrupar una serie de metodologías y modelos que permiten la construcción de un modelo hidrológico semi – distribuido de base física. La construcción del modelo físico se realizó principalmente a través de la herramienta *HEC-GeoHMS* que trabaja sobre *ArcGIS*. Dicha herramienta permite la construcción del modelo a través de información digital del terreno (*DTM*) elaborando así información referente a pendientes, cauces principales, sub-división de cuencas, entre otras. A continuación, se muestra la construcción del modelo hidrológico para cada una de las cuencas en estudio.

6.2.1 Selección del modelo digital de elevación del terreno (DTM) para las cuencas de estudio

Cada cuenca en estudio cuenta con un modelo de elevación digital del terreno (50 x 50 m) con información referente a topografía (elevaciones).

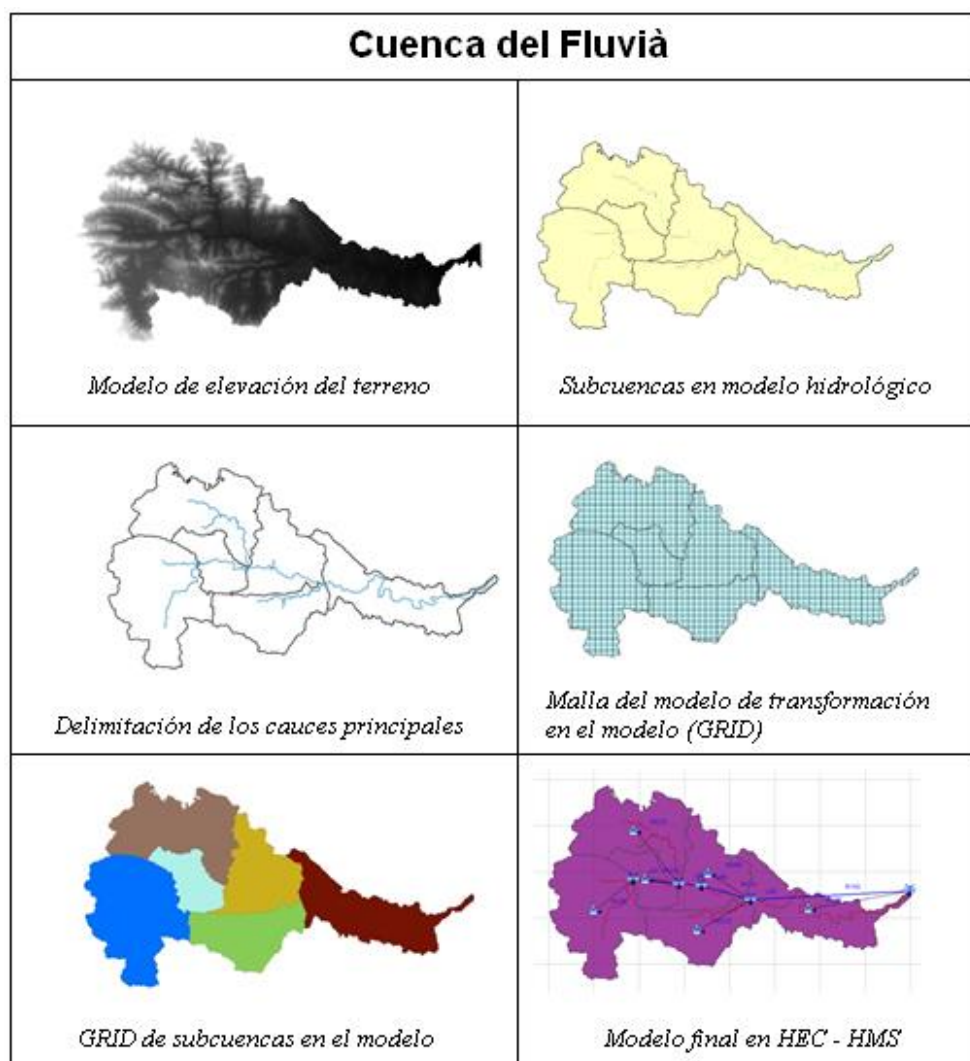


Figura 6.6. Pasos de la construcción de un modelo hidrológico a través de ArcGIS con la herramienta HEC-GeoHMS.

La figura 6.6 muestra el modelo de elevación digital del terreno para la cuenca del Fluvià y los pasos propuestos para la construcción del modelo. Solo se mostrarán resultados para la cuenca del Fluvià, ya que se repite el mismo proceso para la Tordera (anejo 10.3).

En la figura se detallan en forma simplificada los pasos necesarios para la construcción del modelo hidrológico. Inicialmente se trabaja con un modelo digital de elevación del terreno (*DTM*) que permite definir la topografía de la cuenca, así como también realizar la discretización de las sub-cuencas requeridas para ajustar, calibrar y validar el modelo.

El proceso se basa en diferentes pasos, y es parte del manual de usuario de *HEC-GeoHMS* 5.0. El anejo 10.4 presenta la metodología de construcción del modelo hidrológico.

6.2.2 Generación de la malla de precipitación

Como se mencionó en los apartados anteriores, el modelo hidrológico que considera una discretización en celdas de distinto tamaño permite la utilización de la lluvia también en este formato, pudiendo captar de mejor manera la distribución espacial de la lluvia si se cuenta con un número elevado de estaciones meteorológicas, o bien, con información de radar con información de precipitación a nivel de celda. El proceso ha sido originalmente diseñado para la utilización de mallas de precipitación a partir de imágenes de radar. En el presente proyecto, se propuso la utilización del mallado de la precipitación aun cuando no existía un elevado número de estaciones meteorológicas.

En la aplicación, se dividió la cuenca de acuerdo al método de los polígonos de Thiessen. El método asume que en cualquier punto de la cuenca la lluvia es igual a la que cae en la estación más cercana. Por lo tanto, la lluvia registrada en una estación dada se extiende hasta la mitad de la distancia con otra estación en cualquier dirección (Chow et al., 1988). Los pesos relativos para cada estación son determinados a partir de las correspondientes áreas de aplicación en una red de Polígonos de Thiessen (figura 6.7).

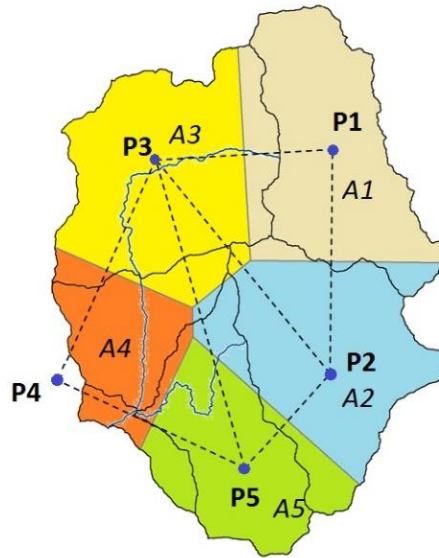


Figura 6.7. Obtención de la precipitación media por área a través del método de Thiessen.

Los límites de los polígonos se forman por las mediatrices perpendiculares de las líneas que unen estaciones adyacentes. Si existen J estaciones, con un área asignada en cada cuenca igual a A_j y una precipitación P_j registrada en la estación j , la precipitación media para la cuenca queda expresada como sigue:

$$\bar{P} = \frac{1}{A} \sum_{j=1}^J A_j P_j \quad (6.3)$$

donde:

$$A = \sum_{j=1}^J A_j$$

A pesar de su alta utilización en hidrología, el método de Thiessen es inflexible, ya que la red de polígonos debe ser nuevamente construida cada vez que hay un cambio en la red de pluviómetros (por pérdidas de datos en una estación meteorológica). Adicionalmente, el método no considera los efectos de la orografía en la precipitación (Chow et al., 1988).

La utilización de la lluvia mediante el mallado permite la obtención de un hietograma por celda, distribuyendo así la variabilidad espacial de la lluvia de mejor manera. La figura muestra la división de la cuenca a través de los polígonos de Thiessen. Es necesario

entender que la utilidad del método aumenta si existe un alto número de estaciones meteorológicas, o bien si se trabaja con imágenes de radar con valores de precipitación por celda.

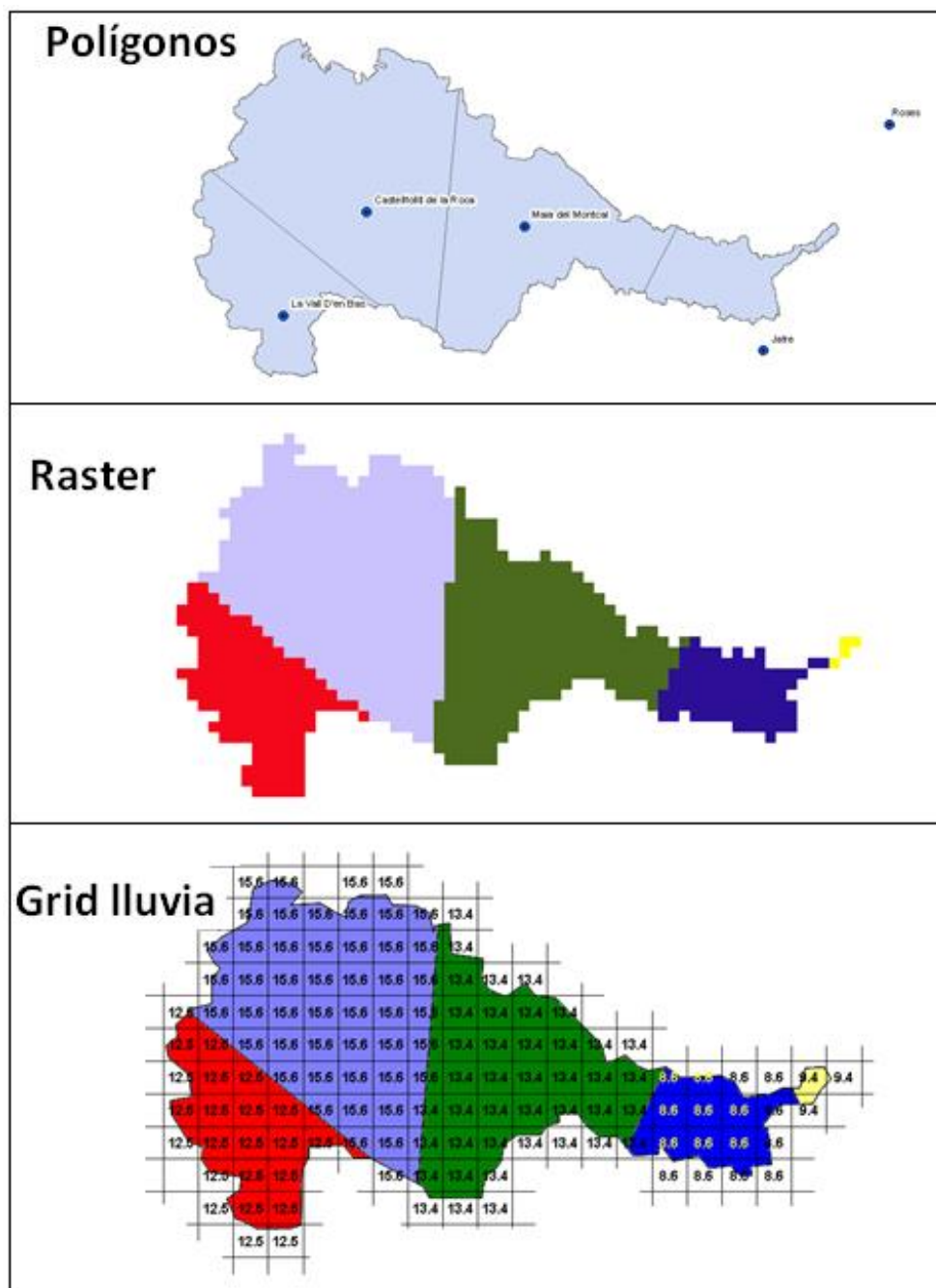


Figura 6.8. División de la cuenca a través de los polígonos de Thiessen y asignación de cada celda de la malla con un valor de precipitación (Fluvià).

Como se observa en la cuenca del Fluvial (figura 6.8) el área total sólo se dividió en 5 polígonos. Por esta misma razón el uso de este tipo de distribución de la lluvia podría ser no del todo eficaz ya que la variabilidad espacial de la precipitación no es enteramente captada debido a que el número de estaciones meteorológicas (polígonos de Thiessen) es reducido. El procedimiento para la cuenca de la Tordera se puede ver en el anejo 10.5.

La figura 6.9 esquematiza la manera en que se almacena la lluvia a través de capas malladas que contienen el valor de precipitación por celda. Esta colección de capas es comprimida en un solo archivo de extensión *DSS* que posteriormente es ingresado al modelo meteorológico en *HEC-HMS*.

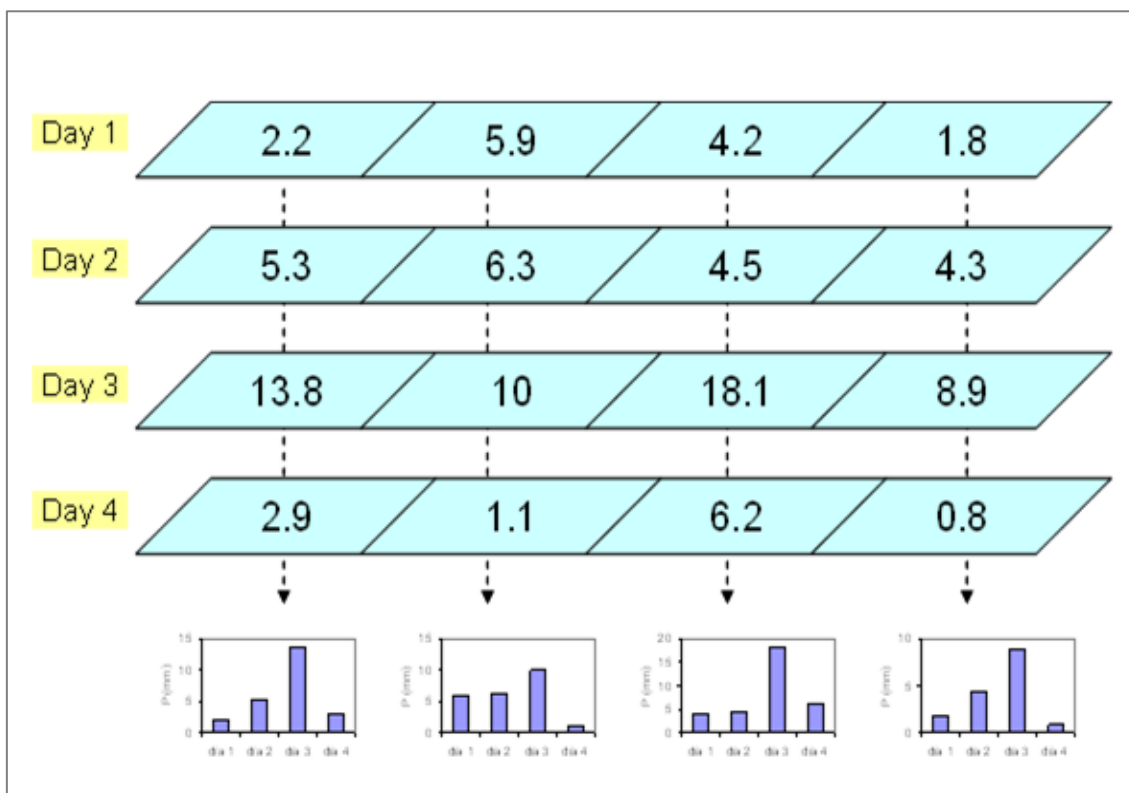


Figura 6.9. Distribución espacial de la lluvia a través del formato mallado.

Aquí se observa la distribución espacial de la lluvia y cómo cada celda contiene un valor de lluvia específico. La unión de celdas en vertical genera un histograma de lluvia temporal. Posteriormente, este histograma es el dato de entrada en el modelo hidrológico.

El problema de la distribución espacial de la lluvia es uno de los más importantes de analizar y tomar en cuenta si se quiere tener una certeza razonable de los resultados que se obtienen del modelo hidrológico. La variabilidad espacial de la precipitación puede ser captada de mejor manera si existe un alto número de estaciones meteorológicas con las cuales trabajar. Adicionalmente contar con una calidad aceptable de los datos, sin mayores espacios a ser rellenados, deber ser uno de los puntos principales al inicio de cualquier modelación hidrológica.

6.2.3 Generación de la malla de evapotranspiración

Como el concepto de ET_0 es impreciso, pues cada tipo de planta evapotranspira distintas cantidades de agua, en lugar de ET_0 se habla de “evapotranspiración de referencia”, es decir que se toma un cultivo concreto como referencia, gramíneas o alfalfa, de determinadas características.

Debido a que la evapotranspiración es un concepto que implica el tipo de superficie, es posible asociar una tasa de evapotranspiración a un uso de suelo. Este método ha sido utilizado en el modelo a modo de relacionar los tipos de uso del suelo con los cambios en las aportaciones. De esta manera se definieron 3 usos de suelo (+ zonas urbanas) en los cuales se asociaron distintos usos con similares características. Los usos de suelo propuestos para el estudio fueron los siguientes:

- Bosques y matorrales
- Cultivos
- Zonas urbanas
- Aguas continentales

Para aplicar la ET_0 por subcuenca, se utilizó un valor ponderado en función del área que cubría cada uso de suelo. Esto quiere decir que cada subcuenca tenía un valor de uso de suelo en función del porcentaje de área que éste abarcaba. El valor de ET_0 fue calculado a partir de los valores de temperatura y radiación solar de cada estación meteorológica, más un coeficiente de cultivo (aproximación de Priestley & Taylor). Debido a que existen más subcuencas que estaciones meteorológicas, se derivó un valor para cada una de estas variables en función del área de influencia de la estación en cada subcuenca. Es decir, a las subcuencas más cercanas a cada estación, se le asignó el valor registrado por dicha estación. La expresión para el cálculo de la ET_0

mediante el método de Priestley & Taylor queda expresada en la formula (2.4) en el apartado 2.2.2 de esta tesis.

La ecuación estima la tasa de evapotranspiración de referencia y se define como la ET para un cultivo hipotético de referencia con unas características específicas y agua en abundancia (Allen et al., 1998). La ET de referencia depende solo de condiciones meteorológicas, principalmente la radiación solar, la temperatura del aire, la humedad y la velocidad del viento. Para obtener la ET potencial para un uso de suelo específico (cultivo), se debe multiplicar la ET de referencia por un coeficiente de cultivo (K_c) específico.

El valor recomendado para el coeficiente de secado para climas no áridos es de 1.26 (Priestley and Taylor, 1972; Shuttleworth, 1993). El coeficiente de secado representa el estado de humedad del suelo, y puede ser utilizado para hacer leves correcciones en el modelo. El coeficiente seleccionado representara las condiciones típicas de humedad del suelo durante la simulación. La pérdida de calor (o ganancias) en el suelo es normalmente pequeña en comparación a la radiación neta en un día normal y tiende a ser cero a largo plazo. Debido a esto, en *HEC-HMS* dicha variable no es considerada.

La radiación neta (R_n) es la diferencia entre la radiación neta de onda corta de entrada (R_{ns}) y la radiación de onda larga de salida (R_{nl}) ($R_n = R_{ns} - R_{nl}$).

La radiación neta de onda corta es una porción de la radiación solar incidente no reflejada por la superficie. La fracción reflejada de la radiación solar incidente es conocida como el albedo (α). De esta manera la relación entre el albedo (α), la radiación solar incidente de onda corta (R_s) y la radiación neta de onda corta (R_{ns}) queda descrita como la expresión $R_{ns} = (1 - \alpha) R_s$.

El valor hipotético del albedo para un cultivo de referencia puede ser de 0.23 (Allen et al., 1998). La radiación incidente diaria depende principalmente de la altitud, el momento del año y las nubes. La radiación neta de onda corta de salida es la diferencia entre la radiación de onda larga emitida y la radiación de onda larga absorbida por la superficie. Diariamente, la radiación de onda larga de salida depende principalmente de la temperatura, humedad y nubosidad.

En *HEC-HMS* los valores de entrada para el cálculo de la ET_0 a través del método de Priestley and Taylor son un coeficiente de secado, la radiación neta, la temperatura y un coeficiente de cultivo (K_c).

La variable conocida como coeficiente de cultivo (K_c) se derivó en función del mapa de usos del suelo proporcionado por ICC (Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya), que facilitó el mapa de uso del suelo del año 2000. Como se mencionó en el apartado 3.3.3, en el proceso de realización de este estudio, en etapas iniciales, se utilizaron metodologías que posteriormente fueron descartadas y reemplazadas por otras que resultaron ser más indicadas para el desarrollo del trabajo. Este es el caso de la ET_0 , la cual fue calculada a través de la metodología de Priestley & Taylor (2.4). El modelo permite introducir la información de la temperatura media, la radiación solar y el coeficiente de cultivo (K_c), para posteriormente, a través de la formulación calcular una ET_0 para diferentes tipos de cobertura. Este valor de ET_0 pasa a formar parte de las pérdidas del modelo y puede ser ingresado al modelo como archivo *DSS* (malla), lo cual permite obtener un valor de ET_0 por celda.

El valor de K_c permite evaluar el efecto del tipo de cobertura vegetal sobre la ET_0 . Para el caso de estudio, se utilizaron distintos valores de K_c que describen el tipo de cultivo en la cuenca (bosque, matorral o cultivo). Para obtener un valor estimativo de K_c , se tomó como punto de partida los valores de referencia desde el boletín FAO N° 56. Estos valores fueron posteriormente ajustados dentro del modelo hidrológico. Este ajuste de K_c , se llevó a cabo junto con los parámetros del modelo de pérdidas (*SMA*) que determinan los resultados de las aportaciones. Estas tareas se realizaron cuando se calibró y validó el modelo con datos de aforo reales (observados).

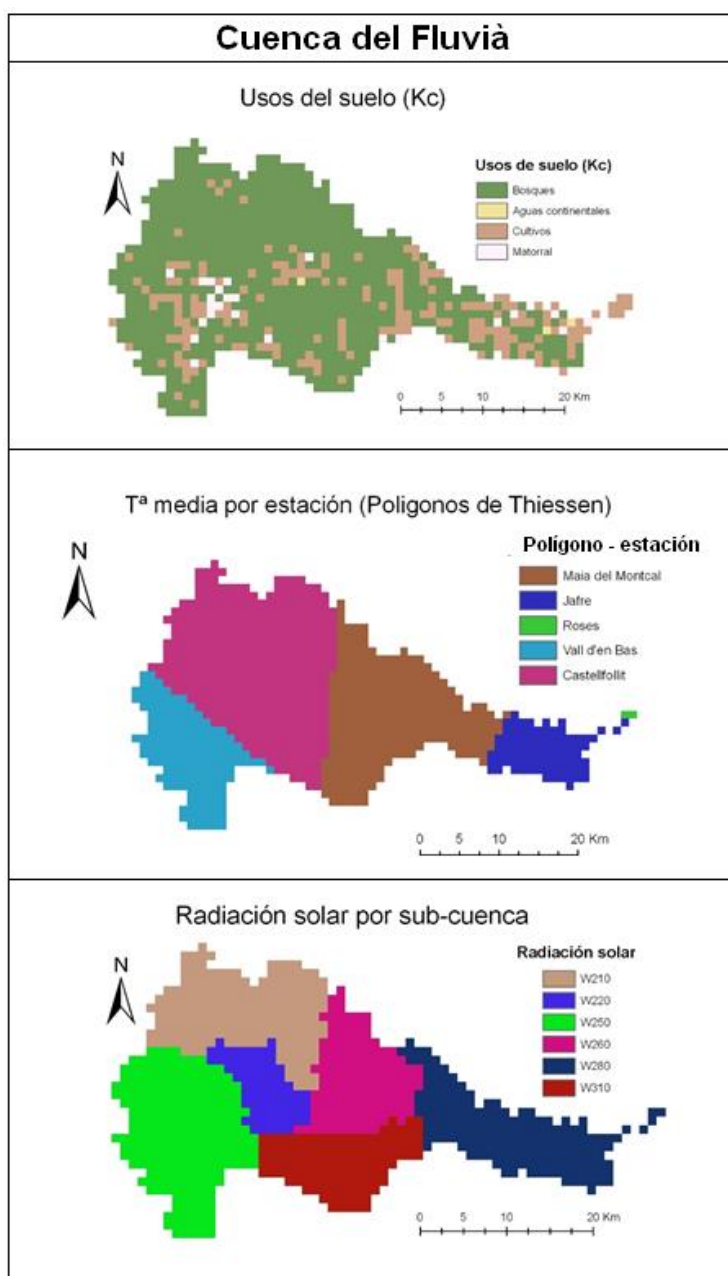
A continuación, la tabla 6.5 muestra los valores estimativos propuestos para el K_c en cada uno de los usos del suelo para la cuenca del Fluvià y la Tordera.

Tabla 6.5. Coeficientes de cultivo usados en el estudio (Fuente: adaptado de Allen et al., 1998).

Uso de suelo	Valor K_c
Fluvià	
Bosques y matorrales	0.68
Aguas continentales	1
Cultivos	0.66
Tordera	
Bosques y matorrales	0.69
Aguas continentales	1
Cultivos	0.67

El boletín informativo de FAO proporciona información principalmente relativa a cultivos herbáceos. Adicionalmente proporciona información para algunos cultivos leñosos como árboles frutales. En ella se entrega información de K_c dependiendo de la del período de crecimiento del cultivo, es decir, K_c es un valor que cambia en función de la estación de crecimiento. Debido a lo anterior, se buscó un valor que se asemejara lo más posible al uso de suelo utilizado en el estudio. Para llevar a cabo el cálculo se utilizó un valor promedio que reflejara el valor que toma el K_c en las etapas iniciales y finales de crecimiento de un cultivo.

La generación de capas de información malladas para la temperatura, radiación solar y K_c , permiten calcular internamente en *HEC-HMS* la evapotranspiración potencial (ET_0) por celda y a escala temporal a través del método de Priestley & Taylor y así utilizar este valor como un volumen de pérdida por celda que es extraído desde el sistema como evapotranspiración. La unión de estas tres capas genera una tasa de ET_0 por unidad de tiempo. En el caso del estudio, se generó una capa de ET_0 diaria en la cual la capa de K_c se mantuvo constante para cada uno de los días generados. En la figura 6.10 se muestran las tres mallas utilizadas para calcular la ET_0 en función de la formulación propuesta por Priestley & Taylor.

Figura 6.10. Mallas utilizadas en el cálculo de ET_0 en Fluvià.

Cabe mencionar que las diferentes formulaciones que presenta HEC – HMS siempre consideran la evapotranspiración como potencial, que es la que se podría dar bajo condiciones de humedad constante y máxima. Sin embargo, el resultado de la evapotranspiración producida en el modelo será la real, ya que el agua extraída del sistema está sujeta exclusivamente al *input* que es la precipitación. La disponibilidad o ausencia de ésta (almacenamiento) condicionarán directamente las pérdidas producidas por evapotranspiración.

Para el caso de la zona urbana, considerado como un uso de suelo presente en la cuenca, se ingresa en el modelo como un porcentaje de área impermeable, la cual genera escorrentía sin considerar pérdidas. Es decir, toda el agua que cae en este tipo de superficie se convierte directamente en escorrentía superficial.

En los procesos de calibración y ajuste del modelo hidrológico para el período histórico (1984 – 2008), se utilizó el uso de suelo para el año 2000 generado por el Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICC). Se consideró que el año 2000 era representativo del estado de los suelos en las cuencas para el período histórico. Simulaciones posteriores demostraron que cambios parciales en el cambio de uso del suelo no afectaban mayoritariamente la variación del volumen de aportación a largo plazo. En etapas posteriores del estudio, para las simulaciones futuras (2000 – 2050), se utilizó el mapa de suelo del año 2030 generado por el CREAM a partir de información del ICC. Este correspondió a una proyección de los usos del suelo considerando impactos socio económicos y medio ambientales, como pueden ser el aumento de la población, el desarrollo industrial, desarrollo agrícola y el cumplimiento de normas medio ambientales. El valor de K_c por uso de suelo utilizado en el estudio fue derivado de los mapas de uso del suelo presentes en el anejo 10.6.

El mismo proceso se repitió para la cuenca de la Tordera. Sus figuras pueden ser observadas en el anejo 10.7.

Toda la información detallada en apartados anteriores se utilizó como base de conocimiento para construir el modelo hidrológico en *HEC-HMS*, usando un modelo continuo de humedad del suelo (*SMA*). La información detallada del modelo y sus características principales serán abordadas en puntos posteriores.

6.2.4 Implementación del modelo hidrológico en *HEC-HMS*

La construcción del modelo hidrológico utilizado en el desarrollo de esta tesis se llevó a cabo a través del software hidrológico *HEC-HMS 4.0*. Su alta versatilidad, capacidad de cálculo y coste, hicieron fácil la elección como herramienta de trabajo.

El software permite la implementación de rutinas de cálculo que representan diversos procesos hidrológicos de la cuenca que posteriormente se integran para obtener resultados que permiten caracterizar la respuesta hidrológica de la cuenca estudiada.

La construcción del modelo hidrológico tanto para la cuenca del Fluvial como la de la Tordera siguieron la misma implementación de rutinas de cálculo. A continuación, la figura 6.11 muestra el esquema de construcción del modelo.

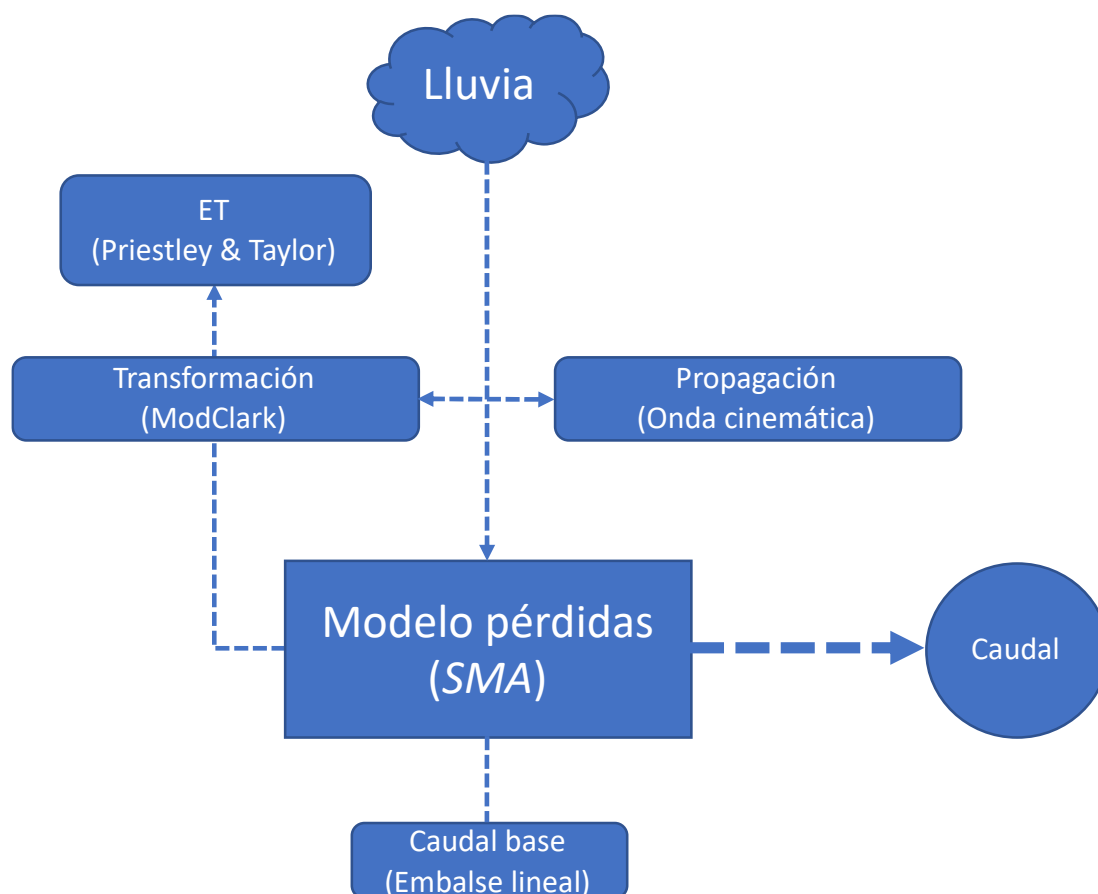


Figura 6.11. Esquema de la construcción del modelo hidrológico en HEC-HMS.

Cada proceso presentado en cada compartimiento corresponde a la rutina de cálculo que simula un proceso hidrológico por separado que, al integrarse en el modelo final, permite el cálculo del caudal para una lluvia determinada.

El modelo tanto en la cuenca del Fluvial como en la cuenca de la Tordera, se construyó dividiendo la cuenca principal en subcuencas de tamaño variable. En cada subcuenca se calculaban en primer lugar las entradas, descontando las pérdidas por evapotranspiración, a través de la obtención de un hidrograma de lluvia-escorrentía (*ModClark*). Para la obtención del hidrograma de escorrentía en cada subcuenca, se

calculó un tiempo de concentración a través la formulación de Témez (apartado 3.3.8, formula 2.9). Estos valores se presentan en el anejo 10.8. El hidrograma calculado representa la respuesta de la cuenca a un evento de lluvia determinado. De acuerdo con la condición de saturación del suelo, una parte corresponderá a escorrentía superficial y otra a escorrentía subsuperficial. El agua subsuperficial que ingresa en el sistema, es modelada a través del SMA, que simula el movimiento del agua en la matriz del suelo, determinando qué cantidad de agua es capaz de ser almacenada, cuánta agua se infiltra hacia el acuífero y cuánta agua pasa a ser parte del flujo base que posteriormente puede convertirse en salidas del sistema. La combinación de los procesos superficiales (transformación) y subsuperficiales (SMA) generan la respuesta total de la cuenca ante eventos de precipitación. Cabe destacar que dichas respuestas no son equivalentes ni ocurren a la misma velocidad. La respuesta hidrológica posterior a la lluvia (puntas de caudal) está determinada por la escorrentía superficial que se genera instantáneamente durante el evento de precipitación, y que está fuertemente relacionada con la condición de humedad del suelo. Por otro lado, la respuesta posterior de la cuenca a un evento de lluvia, que normalmente se representa por la cola del hidrograma, está definida por el movimiento del agua dentro de la matriz del suelo y se encuentra fuertemente ligada a los procesos de infiltración y percolación. Este proceso es lento y viene a ser descrito en el modelo mediante el método del caudal base que simula dicho proceso a través de la formulación del Embalse Lineal.

Dependiendo de la distribución de las subcuencas en función del punto de drenaje de la cuenca total, es necesario en el modelo determinar la propagación del hidrograma resultante en cada subcuenca a través de los cauces. Para resolver esta situación el modelo permite la implementación de tramos de río, que simulan la propagación a través de diferentes metodologías. En el caso de las cuencas estudiadas, dicha aproximación se realizó a través del método de la Onda Cinemática. Los tramos de río simulados a través de esta metodología permiten unir y transportar los hidrogramas generados en cada subcuenca del modelo y obtener un hidrograma final a la salida de la cuenca total. El caudal simulado, será parte del proceso de calibración y validación del modelo hidrológico. La figura 6.12 muestra cómo se construyó el modelo hidrológico en *HEC-HMS 4.0.*, y cómo cada elemento representa cada uno de los procesos definidos en los párrafos anteriores.

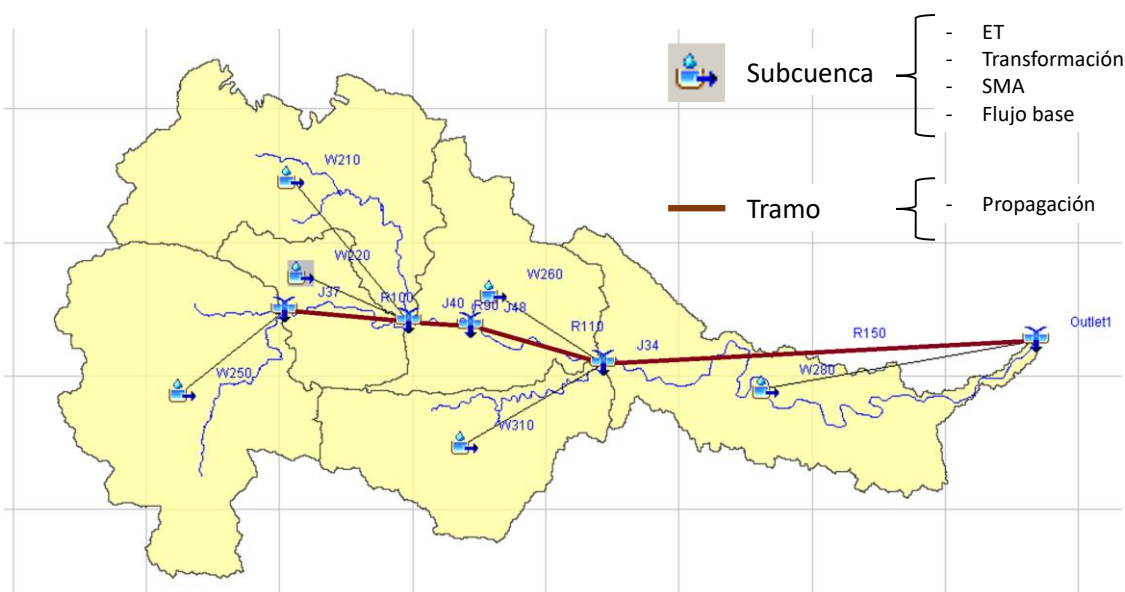


Figura 6.12. Representación del modelo hidrológico y sus componentes en HEC-HMS 4.0 (cuenca del Fluvià).

Como se verá en los siguientes apartados, el proceso de ajuste, calibración y validación del modelo hidrológico, corresponderá en parte, a la selección de parámetros adecuados (sentido físico) que determinan y permiten la resolución de cada una de las metodologías mencionadas en los párrafos anteriores. La selección de dichos parámetros se obtendrá, en algunos casos, a través de aproximaciones matemáticas, así como también a través de valores previamente tabulados y que describen procesos hidrológicos en la cuenca, como podría ser la conductividad hidráulica del suelo que permite tener un valor estimativo de la infiltración según el tipo de suelo. Muchos de estos parámetros ya han sido previamente descritos en el capítulo 3 (apartado 3.3) de esta tesis.

6.3. Generación de series meteorológicas futuras a partir de las proyecciones del Modelo de Circulación General del clima (GCM) ECHAM5

La generación de series diarias de precipitación y temperatura futuras realizada a partir del escalado del Modelo de Circulación General - GCM ECHAM5 permite cuantificar variables (P, T^a, etc.) y simular su comportamiento a partir de las emisiones futuras de gases de efecto invernadero (escenarios). El ECHAM5 proporciona resultados para los escenarios B1 y A2 en los horizontes temporales 2013-2037; 2038-2062 y 2068-2092.

ECHAM5 es un modelo de quinta generación desarrollado por el departamento de meteorología del *Max Planck Institute*. El modelo ha evolucionado a partir del *ECMWF* (*European Centre for Medium-Range Weather Forecast*). El modelo resuelve ecuaciones de prognos para la vorticidad, divergencia, presión superficial temperatura, expresada en términos de armónicos esféricos con un truncamiento triangular. El vapor de agua, el agua y hielo de las nieves y otros componentes (trazadores) son transportados con un flujo que tiene un esquema de transporte semi-Lagrangiano (Lin y Rood, 1996) en una malla Gaussiana. *ECHAM5* contiene un esquema de nubes microfísica (Lohmann y Roeckner, 1996) con ecuaciones de pronóstico para el agua y el hielo. La cobertura nubosa es predicha a través de un esquema estadístico de prognos que resuelve ecuaciones para la distribución de la cantidad de movimiento del agua total (Tompkins, 2002). Las nubes convectivas y el transporte convectivo se basan en el esquema *mass-flux* de Tiedtke (1989) con algunas modificaciones hechas por Nordeng (1994). El esquema para la radiación solar tiene 4 bandas espectrales, una para la luz visible y la ultra violeta, y tres para el infrarrojo cercano (Fouquart y Bonnel, 1980). La radiación de onda larga tiene 16 bandas espectrales (Mlawer et al., 1997; Morcrette et al., 1998). El modelo tiene la capacidad de realizar simulaciones adaptativas (*nudged simulations*), por ejemplo, relajando las variables de la prognos hacia in estado atmosférico de referencia, como puede ser una predicción meteorológica o el re-análisis de datos provenientes de modelos meteorológicos de predicción (Stier et al., 2005).

ECHAM 5 tiene una resolución en la vertical de 19 a 31 capas y una resolución horizontal de 30 km. Esto quiere decir que el modelo genera proyección para una cuadrícula de territorio a diferentes niveles de la atmosfera. Para el caso de estudio se consideraron las cuadrículas que comprendían las cuencas analizadas, más específicamente, las estaciones meteorológicas que describían el clima de la zona. La información proyectada para los escenarios de Cambio Climático seleccionados, fue ajustada con los valores meteorológicos observados en dichas estaciones.

Para el caso de estudio de esta tesis, se utilizaron los escenarios propuestos por el *IPCC* (2007) en su cuarto informe de Cambio Climático. El *IPCC* propuso 4 escenarios de cambio (*SRES*) dependiendo del nivel de emisiones de gases de efecto invernadero a la atmosfera (A1, A2, B1 y B2). En este caso de estudio se han seleccionado los escenarios B1 (cambio moderado) y A2 (cambio severo) definidos por el *IPCC* (2007) para el periodo comprendido entre 2000-2050, obtenidos a través del modelo *ECHAM5*.

Como primer paso fue necesario verificar la adaptabilidad del modelo a la zona de estudio (Fluvià y Tordera). Para esto se compararon las proyecciones históricas realizadas por el modelo *ECHAM5* (1971 – 2000) con los valores históricos de las estaciones meteorológicas. La comparación arrojó que el modelo subestimaba los valores reales sobre todo en el período estival (tormentas de verano). Para poder subsanar esta dificultad se propuso utilizar unos parámetros mensuales multiplicativos para corregir esta divergencia (Tamoh, 2009). A continuación, se describe la base matemática utilizada.

Considerando:

$Z(x)$ = modelo global

$X_i(k, t)$ = modelo corregido

$A_i(k, t)$ = coeficientes de corrección

donde:

i = estación 1, ...,5

k = mes 1, ...,12

t = año 1984, ...,2008

Con esta información la corrección del modelo global se lleva a cabo mediante la siguiente ecuación:

$$X_i(k, t) = A_i(k, t) * Z(k) \quad (6.4)$$

Para resolver $A_i(k, t)$ se deben conocer adicionalmente los coeficientes $B_i(k, t)$ y $C_i(t)$. El coeficiente $C_i(t)$ depende sólo del año y de la estación meteorológica, y caracteriza la corrección anual. Por otro lado, los coeficientes $B_i(k, t)$ varían de un mes a otro y caracterizan la repartición mensual de esta corrección.

La obtención de $A_i(k, t)$ se calcula de la siguiente manera:

$$A_i(k, t) = C_i(t) * B_i(k, t) \quad (6.5)$$

donde:

$$\sum B_i(k, t) = 1 \quad (6.6)$$

reemplazando en (6.5) y (6.6) se obtiene:

$$C_i(t) = \sum A_i(k, t) \quad (6.7)$$

El calculo de los coeficientes de corrección se llevó a cabo de la siguiente manera:

Primero se calcularon los $A_i(k, t)$ a partir de la ecuación (6.4):

$$A_i(k, t) = X_i(k, t)/Z(k) \quad (6.8)$$

Los coeficientes $C_i(t)$ se obtuvieron utilizando la ecuación (6.7). Los coeficientes $B_i(k, t)$ se obtuvieron a partir de la siguiente ecuación:

$$B_i(k, t) = A_i(k, t)/C_i(t) \quad (6.9)$$

El valor de C_i se obtiene utilizando una media interanual y 12 coeficientes mensuales ($B_i(k), k = 1, \dots, 12$). Finalmente, la obtención de los coeficientes $B_i(k, t)$ y $C_i(t)$ derivan en la obtención de $A_i(k, t)$ que utilizando la ecuación (6.4) permite adaptar la proyección del modelo *ECHAM5* a los valores históricos observados en las estaciones meteorológicas. Esta corrección fue llevada a cabo para estaciones de la cuenca del Fluvà y de la Tordera.

A partir de las correcciones, es posible realizar el escalado (*downscaling*) de las proyecciones de Cambio Climático desde un dominio general (cuadrícula 30 x 30 km) a un dominio local o regional, para variables cuantificables como la precipitación y la temperatura (minutos, días, meses, etc.). Como se explicará más adelante, el proceso seleccionado para realizar esta labor, ha sido el escalado estadístico de las proyecciones de la precipitación y temperatura para los escenarios de cambio ya propuestos.

Las series futuras de precipitación se generaron a partir de cadenas de Markov y mediante la distribución de Weibull (1951); para temperatura se aplicaron modelos *ARMA (Autoregressive–moving-Average Model)* (Bouraoui et al., 1999 y Candela et al., 2009). La metodología utilizada genera 200 series de 50 años de longitud para cada estación meteorológica y escenario climático seleccionado. Dada la dificultad de realizar tal número de simulaciones, se seleccionó una única serie representativa del clima futuro en cada estación meteorológica de acuerdo a criterios estadísticos. Se evaluó la media y la desviación estándar de las 200 series generadas por el escalado estadístico, mensualmente, y se seleccionó la serie que tuviese medias y desviaciones más cercanas a los valores obtenidos para las 200 series.

La selección de las series meteorológicas históricas dependió de la calidad del registro diario de precipitación y temperatura. Los datos de las estaciones meteorológicas utilizadas en este trabajo fueron proporcionados por la AEMET y el SMC.

6.3.1 Escalado estadístico del modelo *ECHAM5* y generación de series futuras de precipitación y temperatura

Se realizó un escalado del tipo estadístico para transportar los datos del modelo global del clima a escala regional. Este proceso generó series de datos de precipitación y temperatura a partir de propiedades estadísticas predichas por el modelo global. El escalado de los valores de salida para escenarios futuros de clima (precipitación y temperatura) envuelve tres pasos (Bouraoui et al., 1999 y Aronica et al., 2005). Primero, se desarrolla un generador estocástico de clima (variables meteorológicas aleatorias que varían en función del tiempo) y la calibración de parámetros es llevada a cabo para producir una estadística de los datos observados (período histórico a determinar). Como segundo paso se evalúan los cambios entre la lluvia mensual (media y desviación estándar) entre el período histórico y los escenarios futuros proyectados por el *GCM*. El tercer paso consiste en realizar perturbaciones al generador estocástico del clima basadas en las proyecciones del *GCM*.

Para la generación del clima bajo los escenarios de cambio climático, se desarrolló una herramienta matemática con un generador estocástico de lluvia diaria, y un generador estocástico de temperatura media diaria. El generador de lluvia se basó en el modelo estocástico dependiente en cadena (Chapman, 1997; Wilks, 1992 y Kottegoda et al., 2003), que es un modelo en dos fases: la primera, una cadena de primer orden no

estacionaria de Markov para la modelación de la ocurrencia de lluvia y un sub-modelo del tipo probabilístico para la modelación de la cantidad de lluvia (Maidment, 1993). Este generador de lluvia es capaz de lidiar con la no estacionalidad de las estaciones a través de la simple evaluación de la probabilidad de la matriz de transición y los parámetros probabilísticos del sub-modelo a escala mensual. La formulación estadística se muestra a continuación.

$$X_t \begin{cases} 0 & \text{si el día } t \text{ es seco} \\ 1 & \text{si el día } t \text{ es húmedo} \end{cases} \quad (6.10)$$

donde:

X_t : representa el evento binario de que se produzca o no la precipitación (precipitación mayor 0.1mm/día) en el día t .

Las series de tiempo para la precipitación quedan de la siguiente manera:

$$Y_t = h_t * X_t \quad (6.11)$$

donde:

h_t : representa toda la precipitación diaria que no es cero.

El modelo de Markov de primer orden para X_t parte del supuesto que la probabilidad de un día seco o húmedo depende de que si existe o no precipitación el día antecedente ($t - 1$).

$$P_r\{X_t = 1|X_{t-1} = 0\} = p_{01} \quad (6.12)$$

$$P_r\{X_t = 1|X_{t-1} = 1\} = p_{11}$$

Así mismo, las probabilidades condicionales complementarias equivalentes son:

$$\begin{aligned} P_r\{X_t = 0|X_{t-1} = 0\} &= p_{00} & p_{00} &= 1 - p_{01} \\ P_r\{X_t = 0|X_{t-1} = 1\} &= p_{10} & p_{10} &= 1 - p_{11} \end{aligned} \quad (6.13)$$

Los parámetros p_{01} y p_{11} son las probabilidades condicionales de que un día húmedo siga a uno seco y que un día húmedo siga a un día húmedo, respectivamente. En ambos casos la definición de los parámetros y la ecuación 6.12 son completamente definidos por el modelo de Markov.

Los datos se analizan mensualmente para determinar las probabilidades de ocurrencia de p . La selección de la condición antecedente (0 ó 1), es establecida al momento de generar la cadena de Markov. Es decir, si se analizan todos los eneros, se selecciona una condición antecedente de manera arbitraria y se continúa encontrando la ocurrencia de 0 ó 1 a partir de esta condición. El último día de enero, servirá como condición antecedente del primer día de febrero del mismo año. Así, sucesivamente, se obtienen las condiciones de ocurrencia de lluvia para cada mes y cada año, generando finalmente la cadena de Markov de primer orden para la ocurrencia de lluvia para el período seleccionado (en el caso de este estudio, período 2000 - 2050).

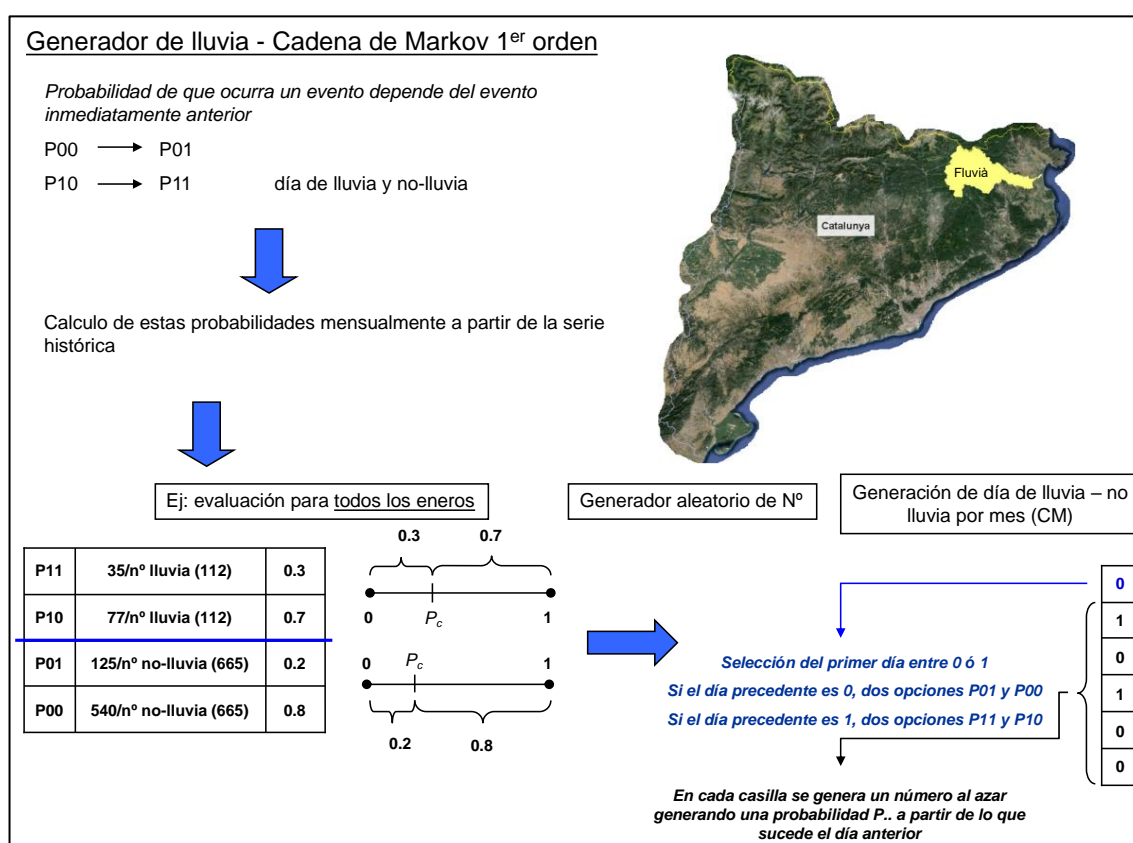


Figura 6.13. Esquema de un generador de lluvia, no-lluvia a través de una cadena de Markov de primer orden.

Por otro lado, si la precipitación ocurre, entonces el monto de precipitación que cae en un día húmedo está determinado por el uso de una frecuencia de distribución definida. En este caso la precipitación mayor a 0.1mm fue simulada usando la distribución de Weibull (Kottegoda et al., 2003).

$$F(h) = 1 - \exp \left[- \left(\frac{h^\beta}{\alpha} \right) \right] \quad (6.14)$$

Donde los parámetros β y α de la distribución, ajustados para el período de referencia, son estimados usando el procedimiento de estimación de Máxima Verosimilitud. A modo de incorporar la estacionalidad de los eventos de precipitación, el parámetro es independientemente estimado para cada mes.

La simulación de series estocásticas X_t bajo el procedimiento de primer orden de Markov es un proceso directo. El valor de salida u_t para un valor uniforme $[0, 1]$ del generador de valores al azar se compara con la probabilidad de transición adecuada desde la ecuación (6.12) y (6.13). Un día húmedo es simulado si el número al azar fuera menor a una probabilidad crítica p_c (ver figura 6.12):

$$X_t \begin{cases} 1 & \text{si } u_t \leq p_c \\ 0 & \text{de otro modo} \end{cases} \quad \text{con} \quad p_c \begin{cases} p_{01} & \text{si } X_t = 0 \\ p_{11} & \text{si } X_t = 1 \end{cases} \quad (6.15)$$

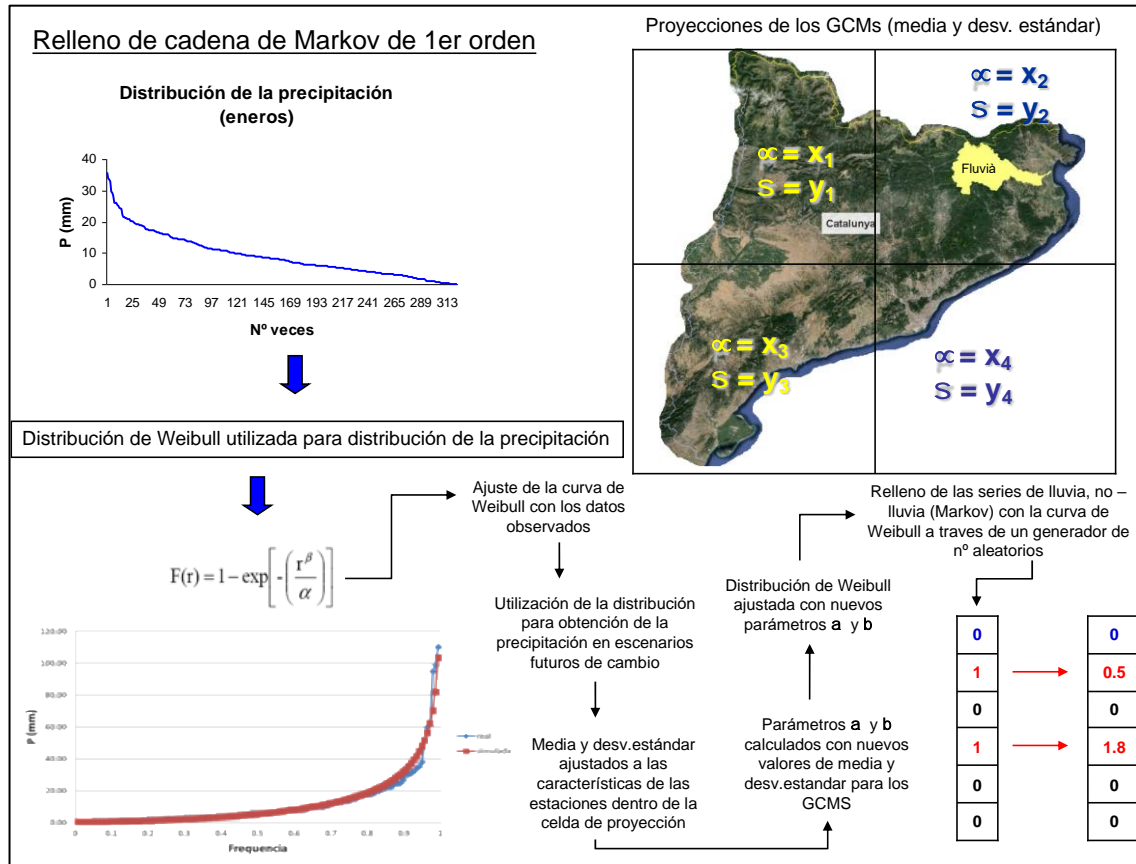


Figura 6.14. Esquema del relleno de la precipitación para la cadena de Markov de primer orden.

Las series diarias de temperatura se obtienen al multiplicar la media mensual de la temperatura por el coeficiente proporcional diario, que se define como el cociente entre la media de la temperatura k - diaria y la media mensual de la temperatura j - mensual. El generador de temperatura se basa en el modelo clásico de la media móvil autoregresiva (ARMA), particularmente de primer orden para la parte autoregresiva y la media móvil (Maidment, 1993).

$$y_t = \mu + \phi_1(y_{t-1} - \mu) + \varepsilon_t - \theta_1\varepsilon_{t-1} \quad (6.16)$$

Con μ como la media, ϕ_1 el parámetro de autoregresión, θ_1 el parámetro de media móvil, y ε término de error de media cero y varianza σ_ε^2 .

La varianza del modelo viene dada por la siguiente ecuación:

$$\sigma^2 = \frac{1 - 2\phi_1\theta_1 + \theta_1^2}{1 - \phi_1^2} \sigma_\varepsilon^2 \quad (6.17)$$

La función de autoregresión es la siguiente:

$$\rho_k = \phi_1 \rho_{k-1} = \rho_1 \phi_1^{k-1} \quad \text{para } k > 1 \quad (6.19)$$

El modelo es utilizado de forma normalizada a fin de manejar la no estacionalidad de las estaciones en las series originales de temperatura (Bras y Rodriguez-Iturbe, 1993). Los parámetros del modelo son obtenidos por el proceso de estimación de Máxima Verosimilitud.

La metodología se ha aplicado para obtener los dos parámetros del modelo *ARMA* para la temperatura. Estos parámetros cambian de un mes a otro, por lo cual el ajuste se realiza con los valores mensuales de los parámetros (media y desviación estándar).

Bajo escenarios de cambio climático las series meteorológicas se construyen de la siguiente manera. Los escenarios futuros de precipitación son generados por la perturbación de los parámetros de la distribución de Weibull usando los nuevos valores de varianza mensual y media (ajuste de los parámetros de forma y escala para lograr un buen ajuste de la curva de distribución simulada con la observada), proyectados por los escenarios futuros de los *GCM*. El generador de precipitación se basa en la hipótesis de que sólo la cantidad de precipitación es afectada por los cambios climáticos y no la matriz de transición probabilística. Las nuevas series de temperatura se obtienen de multiplicar las series normalizadas por las varianzas del escenario de clima y luego agregando la media correspondiente.

6.3.2 Generación de series futuras de evapotranspiración potencial (ET₀)

Las series futuras de ET₀ fueron obtenidas utilizando la formulación de Priestley & Taylor explicada en el apartado 2.2.2. El modelo hidrológico en *HEC-HMS* es capaz de generar internamente el valor de ET₀ una vez que se ingresan variables como temperatura, radiación solar y un coeficiente de cultivo, a través de una malla generada para cada

variable en las fases de construcción del modelo. Para la evaluación de la ET_0 futura, es necesario contar con datos proyectados para cada escenario de Cambio Climático (CC).

Para el caso de la temperatura se obtuvo la serie de datos a través de la metodología explicada en el punto anterior (ARMA). Con ella se obtuvieron valores de temperatura diaria para cada estación meteorológica en cada escenario de CC (B1 y A2) en el horizonte de predicción propuesto (2000-2050).

El caso de la radiación solar se obtuvo a través del generador de clima del modelo GOTILWA. Estos datos correspondieron a valores de radiación solar diarios (Watt/m^2) para los dos escenarios de CC propuestos (B1 y A2), en el horizonte de proyección 2000-2050. Finalmente, el coeficiente de cultivo (K_c) se obtuvo tomando como consideración el mapa de usos del suelo generado por el ICC para el año 2030. A partir de esta proyección se asignó un valor de K_c de acuerdo a cada uno de los usos presentes en el mapa. Como ya se había realizado en las tareas de calibración previa del modelo hidrológico (período histórico) se utilizó la misma clasificación de usos de suelo utilizada para el mapa de usos del año 2000 (bosques, matorrales y cultivos). Mantener los mismos tipos de usos de suelo permitió evaluar las aportaciones considerando sólo variaciones en el aumento o superficie de los distintos usos de suelos (cambios en las tasas de ET_0).

La figura 6.15 muestra la ET_0 media mensual calculada por el método Priestley & Taylor para la serie histórica y las series generadas para los escenarios de cambio B1 y A2.

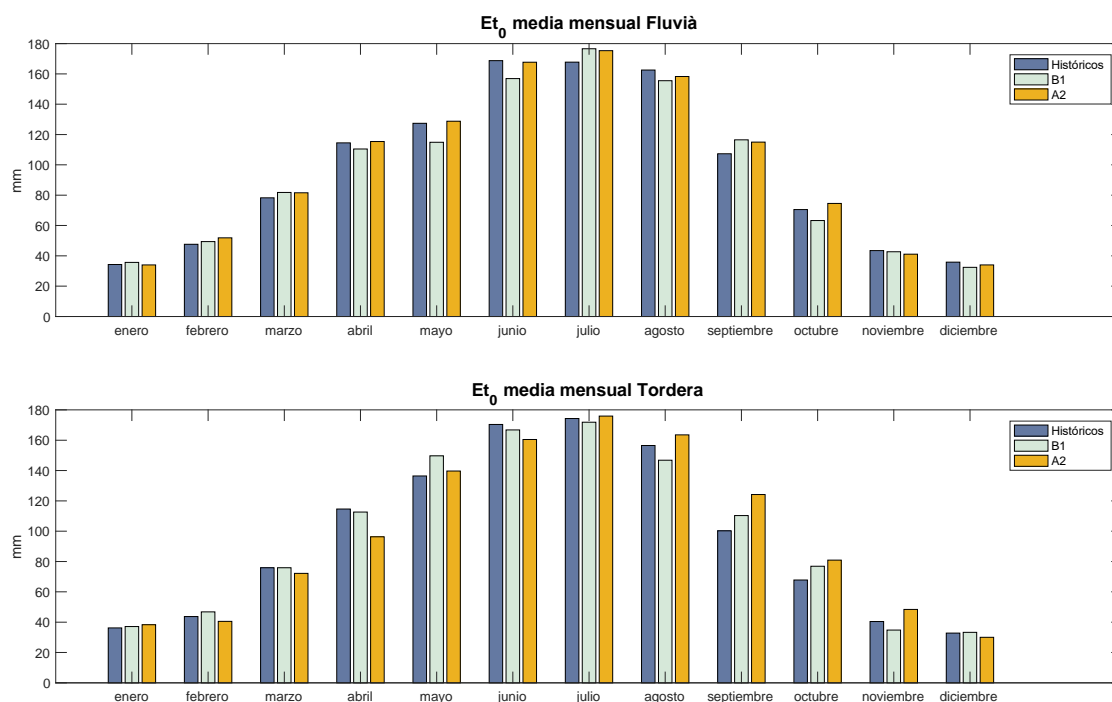


Figura 6.15. Media mensual de la ET₀ en la cuenca del Fluvà y de la Tordera para las series históricas y los escenarios de CC.

Se observan variaciones que tienden a confirmar que en los escenarios de cambio hay un alza de las temperaturas ya que los montos medios de ET₀ son mayores. Sin embargo, hay cierta variabilidad entre escenario y valores históricos. Por ejemplo, en la cuenca del Fluvà existen meses (sobre todo los meses de invierno y primavera) en que para el período histórico la ET₀ es superior en algunos meses (abril, mayo y junio) que ambos escenarios de CC. Por otro lado, a partir del verano y otoño, los escenarios tienden a tener montos de ET₀ mayor que el período histórico. Esto podría estar dado por las variaciones de temperatura (en los escenarios de CC se espera un alza) y los cambios en los usos del suelo. Como ya se mencionó, se trabajó con mapa de usos de suelo proyectado al año 2030 que analizaba un posible escenario de los cambios esperados. Esto genera en el modelo, cambios en los tipos de suelo (aumento de superficies permeables) y adicionalmente, cambios en los usos de suelos que implican variaciones en el tipo de vegetación, que afectan directamente en el método de evapotranspiración utilizado. Los cambios en el coeficiente de cultivo *K_c* afectan el monto final de ET₀ calculada por el método de Priestley & Taylor.

6.3.3 Generación de series futuras de precipitación alterando su variabilidad espacial

De observaciones llevadas a cabo en el estudio a través de modelos hidrológicos distribuidos, se ha apreciado que las aportaciones calculadas varían de acuerdo al tipo de lluvia que se ingresa al modelo. En términos espaciales y temporales, resulta difícil de predecir, y por ende los resultados esperados de simulaciones para escenarios futuros conllevan una incertidumbre asociada a estos procesos. De acuerdo al *IPCC* (2013) se esperan variaciones en los patrones de intensidad y duración de la lluvia. Sin embargo, esta variabilidad es difícil de conocer y se hace aún más difícil traducir este cambio en el sistema hidrológico. Es esperable que los procesos de recarga en el suelo varíen de acuerdo al patrón de lluvia que cae en él. Si se analizan los recursos hídricos desde el punto de vista de disponibilidad, se hace necesario conocer no solo proyecciones referentes al aumento o disminución de la lluvia en el futuro, sino también su comportamiento.

A partir de este punto, se planteó la necesidad de hacer un cambio con respecto al escalado realizado en primera instancia para intentar modificar la variabilidad temporal de la precipitación. Se tomó como punto de partida la misma metodología de escalado utilizada en el estudio. Sin embargo, se varió la probabilidad de ocurrencia ya que la nueva hipótesis planteada utiliza una cadena de Markov de segundo orden, es decir, plantea que la probabilidad de que hoy sea un día seco o lluviosos dependa de lo que sucede los dos días antecedentes. Esto difiere del escalado inicial, en el cual la probabilidad de que llueva hoy dependía de lo que sucedía el día anterior (cadena de Markov de primer orden).

Si se considera lo expresado en las fórmulas (6.13) y (6.14), tomando como condición que el modelo de Markov de primer orden para X_t parte del supuesto que la probabilidad de un día seco o húmedo depende de si existe o no precipitación el día antecedente ($t - 1$), se podría agregar y redefinir que la probabilidad de un día húmedo o seco depende de si existe o no precipitación dos días antecedentes ($t - 1$ y $t - 2$), generando así una cadena de Markov de segundo orden. De esta manera las probabilidades quedan definidas de la siguiente manera:

$$P_r = \{X_t = 1 | X_{t-1} = 0 | X_{t-2} = 0\} = p_{001} \quad (6.19)$$

$$P_r = \{X_t = 0|X_{t-1} = 1|X_{t-2} = 0\} = p_{010} \quad (6.20)$$

$$P_r = \{X_t = 0|X_{t-1} = 0|X_{t-2} = 1\} = p_{100} \quad (6.21)$$

$$P_r = \{X_t = 0|X_{t-1} = 0|X_{t-2} = 0\} = p_{000} \quad (6.22)$$

$$P_r = \{X_t = 1|X_{t-1} = 1|X_{t-2} = 1\} = p_{111} \quad (6.23)$$

$$P_r = \{X_t = 1|X_{t-1} = 0|X_{t-2} = 1\} = p_{101} \quad (6.24)$$

$$P_r = \{X_t = 1|X_{t-1} = 1|X_{t-2} = 0\} = p_{011} \quad (6.25)$$

$$P_r = \{X_t = 0|X_{t-1} = 1|X_{t-2} = 0\} = p_{110} \quad (6.26)$$

Aplicando este nuevo conjunto de probabilidades, siguiendo el mismo mecanismo utilizado para el método presentado como *downscaling* estadístico, se pretende variar la distribución temporal de la lluvia (guardando las mismas medias y desviaciones estándares mensuales). Así, se pretende generar series de precipitación con una distribución temporal distinta. Esta nueva redistribución temporal puede ser ingresada al modelo hidrológico y evaluar cómo afecta a las aportaciones. Esto puede ser comparado con las series de precipitación generadas con la metodología original (Markov 1^{er} orden) utilizada en el proyecto.

El valor de precipitación para el día de lluvia se calculó siguiendo la misma metodología utilizada para la cadena de Markov de primer orden (ver figura 6.13).

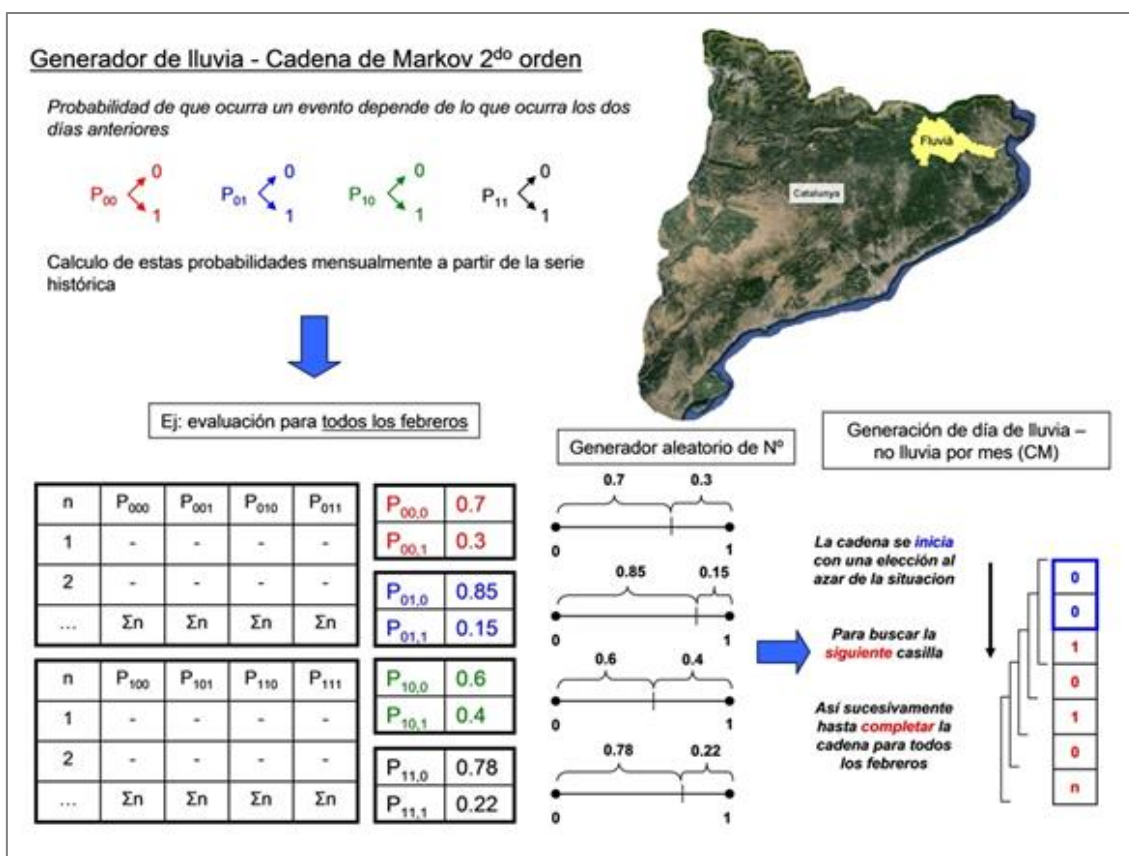


Figura 6.16. Esquema del generador de lluvia, no-lluvia para una cadena de Markov de segundo orden.

Para verificar si las nuevas series de precipitación generaron nuevas distribuciones temporales de la lluvia, fue necesario estudiar las nuevas series y compararlas con la serie original (Markov 1^{er} orden). Estas fueron posteriormente ingresadas al modelo hidrológico para evaluar las aportaciones que éstas producían. Esta nueva metodología generó 100 series de precipitación diaria (Markov de 2^{do} orden) en el horizonte de proyección 2000-2050 bajo los mismos escenarios de Cambio Climático anteriormente utilizados (B1 y A2). De estas 100 nuevas series se seleccionaron distintas series para la comparación.

La selección correspondió a un proceso importante dentro del estudio, ya que debido a que el objetivo era evaluar cómo variaban las aportaciones con las nuevas series de datos, fue necesario definir condiciones que permitieran hacer válida este tipo de comparaciones. Para llevar a cabo la comparación las series seleccionadas debían cumplir con algunos requisitos básicos. Como punto de partida, se calculó la media y monto total de la precipitación, para cada estación meteorológica en las dos cuencas en estudio para la serie original generada con el escalado realizado tomando como base

una cadena de Markov de 1^{er} orden. Estos valores sirvieron como criterios de selección para la elección de las nuevas series de datos que utilizaron una cadena de Markov de 2^{do} orden. Se procuró que cada serie tuviera una media y monto total, similar a lo observado con la serie generada a partir de la cadena de Markov de 1^{er} orden. A partir de estas condiciones se seleccionaron 5 series de datos nuevas para realizar la comparación en función de las aportaciones. Este proceso se realizó para el horizonte de predicción (años) de 2000-2050, y para ambos escenarios de Cambio Climático (B1 y A2) analizados en el presente estudio.

En la tabla 6.6 se presentan las 5 series (S1P2, S2P2, S3P2, S4P2 y S5P2) de precipitación seleccionadas para el período 2000 – 2050 para el escenario B1 en la cuenca del Fluvial.

Tabla 6.6. Selección de las 5 series (SnP2 1-5) de datos de precipitación para la cuenca del Fluvial (escenario B1) y comparación con la serie P1 en función de los tres criterios establecidos para su selección (P_{total} = precipitación total y P_{med.} = precipitación anual media).

Serie lluvia y estadístico (2000 – 2050)		Estaciones Fluvial - Escenario B1				
		Maià de Montcal	Jafre	Roses	Vall d'en Bas	Castellfollit
S1P2	P _{total}	38543.8	34034.7	29491.2	46631.3	52619.4
	P _{med.}	755.7	667.3	578.2	914.3	1031.7
S2P2	P _{total}	38614.8	33946.6	29491.9	46937.1	52806.7
	P _{med.}	757.1	665.6	578.2	920.3	1035.4
S3P2	P _{total}	38672.2	33988.3	29544.4	46695.1	52718.4
	P _{med.}	758.2	666.4	579.2	915.5	1033.6
S4P2	P _{total}	38676	33970.8	29415.8	46724.7	52785.3
	P _{med.}	758.3	666	576.7	916.1	1034.9
S5P2	P _{total}	38748.4	34086.3	29448.2	46726.5	52795.9
	P _{med.}	759.7	668.3	577.3	916.1	1035.1
P1	P _{total}	38604.1	33990	29511.6	46779.4	52728.2
	P _{med.}	756.9	666.5	578.7	917.2	1033.9

Para efectos de simplificar el nombre de las nuevas series de precipitación, se les asignó la letra **S** (más su respectivo número) y la letra **P2** que define que dichas series están generadas a través de una cadena de Markov de 2^{do} orden. La serie generada con una cadena de Markov de 1^{er} orden (serie utilizada por el *downscaling* original) se le designó con la letra **P1**.

Dichas series están generadas utilizando el principio de la cadena de Markov de 2^{do} orden explicada en los párrafos anteriores. Estas series se comparan con la serie denominada con la letra P1 que representa a la serie de precipitación evaluada en el presente estudio que fue generada utilizando una cadena de Markov de 1^{er} orden. La figura 6.17 muestra la situación de la estación de Maià de Montcal para el escenario B1 presentada en la tabla 6.6.

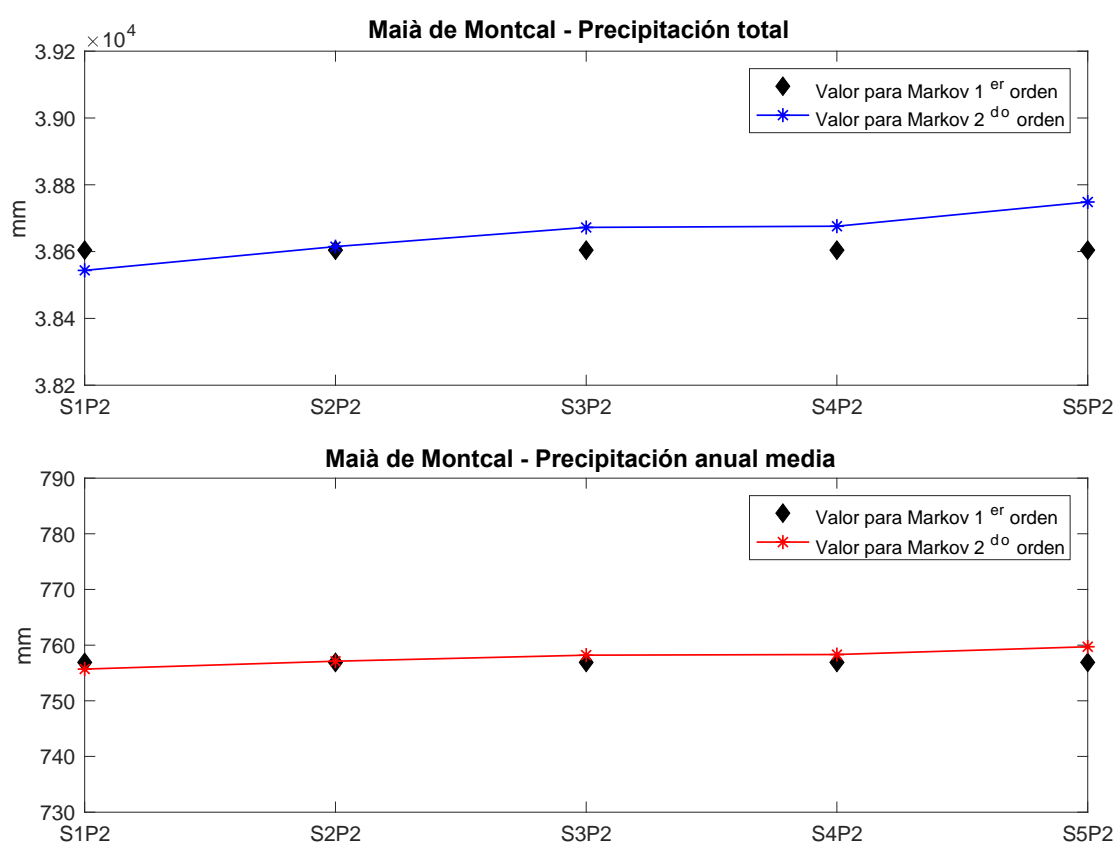


Figura 6.17. Comparación de las series de precipitación obtenidas con la cadena de Markov de 1^{er} orden (P1) y las de 2^{do} orden (SnP2) para la estación de Maià de Montcal (escenario de Cambio Climático B1).

El rombo negro representa el valor obtenido para la serie de precipitación de 1^{er} orden. Esta se comparó con las series de precipitación obtenidas (1-5) con la cadena de Markov de 2^{do} (líneas azul y rojo para **S_nP2**). Se comparó la variable de precipitación total y precipitación media anual. Se buscó seleccionar series que tuvieran una variación muy pequeña con respecto a **P1**. Como se observa en la figura 6.17 las diferencias para estos dos indicativos son bajas, con valores que van de -0.37 a 0.15% para la precipitación total y la precipitación media anual, con respecto a **P1**.

La tabla 6.7 muestra la misma situación para el escenario de Cambio Climático A2. De aquí en adelante, se utilizará la misma nomenclatura para nombrar a dichas series de datos.

Tabla 6.7. Selección de las 5 series (SnP2 1-5) de datos de precipitación para la cuenca del Fluvà (escenario A2) y comparación con la serie P1 en función de los tres criterios establecidos para su selección (P_total = precipitación total y P_med. = precipitación anual media).

Serie lluvia y estadístico (2000 – 2050)		Estaciones Fluvà - Escenario A2				
		Maià de Montcal	Jafre	Roses	Vall d'en Bas	Castellfollit
S1P2	P_total	36426.5	31333.6	35935.9	43245.7	47981.6
	P_med.	714.2	614.4	704.6	848	940.8
S2P2	P_total	36547.6	31395.5	37593	42949.8	48097
	P_med.	716.6	615.6	737.1	842.2	943.1
S3P2	P_total	36461.5	31354.8	36615.7	43394.6	48227.3
	P_med.	714.9	614.8	718	850.9	945.6
S4P2	P_total	36511.4	31422.3	37436.1	43396.2	48206
	P_med.	715.9	616.1	734	850.9	945.2
S5P2	P_total	36413.3	31510.1	36840.3	42998.6	48316.6
	P_med.	714	617.8	722.4	843.1	947.4
P1	P_total	36512.3	31436.6	37352.2	43192.8	48177.5
	P_med.	715.9	616.4	736.3	846.9	944.7

La figura 6.18 muestra la situación de la estación de Jafre para el escenario A2 presentada la tabla 6.7.

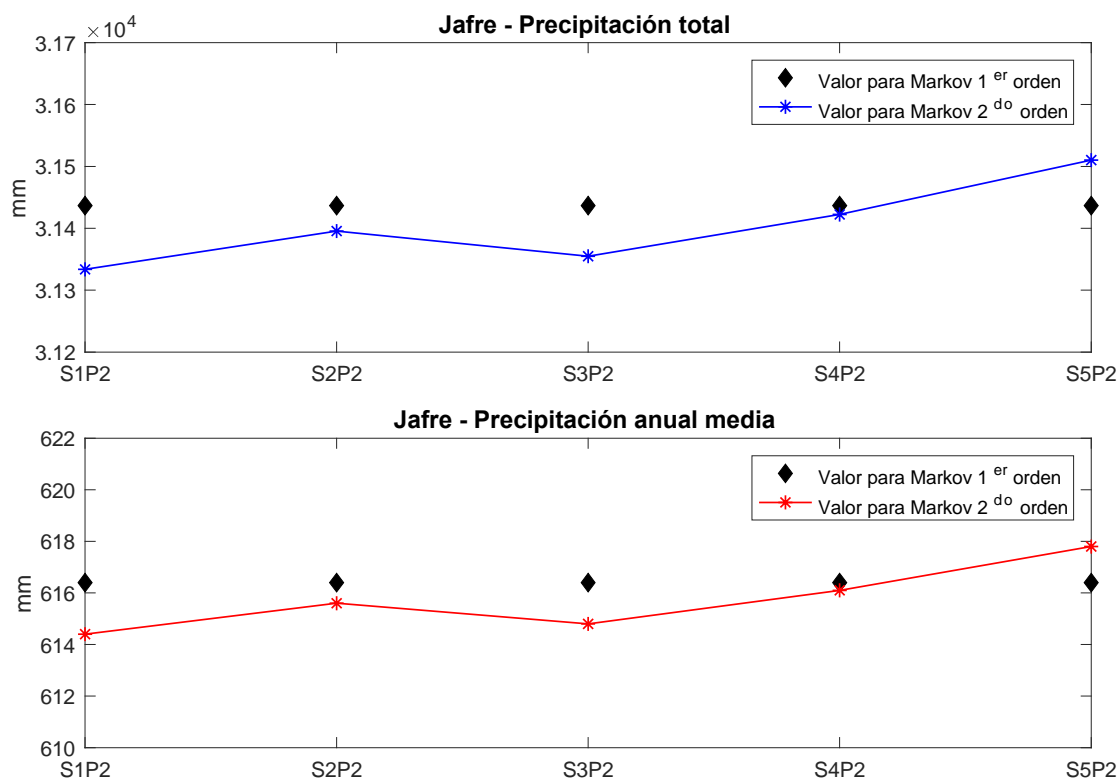


Figura 6.18. Comparación de las series de precipitación obtenidas con la cadena de Markov de 1^{er} orden (P1) y las de 2^{do} orden (SnP2) para la estación de Jafre (escenario de Cambio Climático A2).

Como ya se explicó anteriormente, el rombo representa el valor de la serie de precipitación obtenida de la cadena de 1^{er} orden (**P1**). La línea azul y roja representa el valor de precipitación total y media anual, respectivamente, de las series de precipitación obtenidas con una cadena de Markov de 2^{do} orden (**SnP2**). Las diferencias para los valores son bajas. Para la precipitación total y la media anual se encontraron diferencias de entre -0.9 y 0.26% con respecto a **P1**.

El mismo ejercicio fue replicado para la cuenca de la Tordera en los escenarios de Cambio Climático B1 y A2.

Tabla 6.8. Selección de las 5 series (SnP2 1-5) de datos de precipitación para la cuenca de la Tordera (escenario B1) y comparación con la serie P1 en función de los tres criterios establecidos para su selección (P_total = precipitación total y P_med. = precipitación anual media).

Serie lluvia y estadístico (2000 – 2050)		Estaciones Tordera - Escenario B1				
		Breda	Blanes	St. Celoni	Sta. Coloma	Aeroport Girona
S1P2	P_total	37038.5	30508.5	32985.4	36792.6	35890.9
	P_med.	726.2	598.2	646.8	721.4	703.7
S2P2	P_total	36969.9	30499.8	33047.8	36716.5	35892.5
	P_med.	724.9	598	648	719.9	703.7
S3P2	P_total	37046.3	30376.4	33024.7	36705.7	35812.4
	P_med.	726.3	595.6	647.5	719.7	702.1
S4P2	P_total	37135.5	30435.3	32939.7	36757.5	35915.7
	P_med.	728.1	596.7	645.8	720.7	704.2
S5P2	P_total	37091.5	30536.4	32899.6	36847.7	35769.6
	P_med.	727.2	598.7	645	722.4	701.3
P1	P_total	37048.8	30466.1	33000.5	36799	35899.2
	P_med.	726.4	597.4	647.1	721.5	703.9

La figura 6.19 muestra la situación de la estación de Sant Celoni para el escenario B1 presentada en la tabla 6.8.

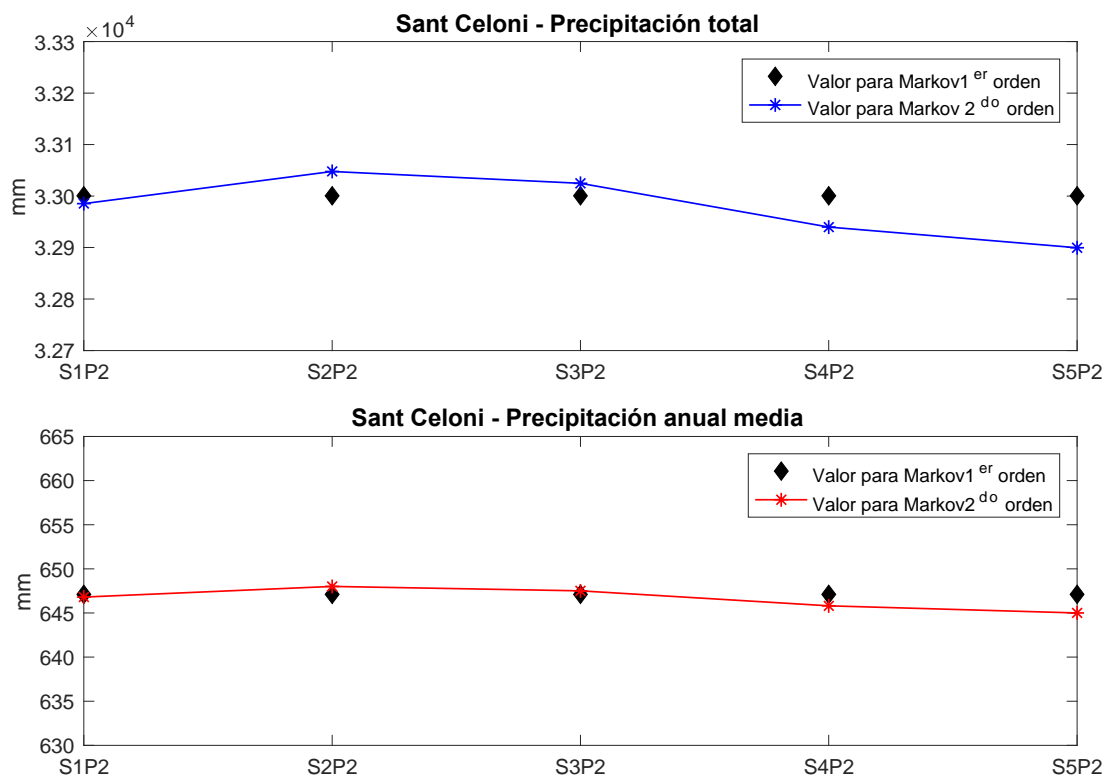


Figura 6.19. Comparación de las series de precipitación obtenidas con la cadena de Markov de 1er orden (P1) y las de 2do orden (SnP2) para la estación de Sant Celoni (escenario de Cambio Climático B1).

Para el caso de la estación de Sant Celoni en la cuenca de la Tordera, las diferencias para las series precipitación total y la media anual obtenidas para **S_nP2** con respecto a **P1** son bastante pequeñas, con valores porcentuales que varían de -0.14 a 0.3%.

La tabla 6.9 muestra los resultados obtenidos para el escenario A2 en las estaciones de la cuenca de la Tordera.

Tabla 6.9. Selección de las 5 series (SnP2 1-5) de datos de precipitación para la cuenca de la Tordera (escenario A2) y comparación con la serie P1 en función de los tres criterios establecidos para su selección (P_total = precipitación total y P_med. = precipitación anual media).

Serie lluvia y estadístico (2000 – 2050)		Estaciones Tordera - Escenario A2				
		Breda	Blanes	St. Celoni	Sta. Coloma	Aeroport Girona
S1	P_total	34311.6	28601.8	30353.4	34263.4	33359.4
	P_med.	672.8	560.8	595.1	671.8	654.1
S2	P_total	34482	28723.6	30423.9	34192.1	33331.8
	P_med.	676.1	563.2	596.5	670.4	653.5
S3	P_total	34368.4	28601.4	30380.7	34148.6	33395.7
	P_med.	673.8	560.8	595.6	669.5	654.8
S4	P_total	34399.1	28620.4	30333.6	34194.5	33340.9
	P_med.	674.4	561.1	594.7	670.4	653.7
S5	P_total	34448.2	28764.1	30291.3	34178.6	33450.9
	P_med.	675.4	563.9	593.8	670.1	655.8
Normal	P_total	34341.6	28683.5	30327.4	34204.2	33363.4
	P_med.	673.4	562.4	594.7	670.7	654.2

La figura 6.20 muestra la situación de la estación de Breda para el escenario A2 presentada en la tabla 6.9.

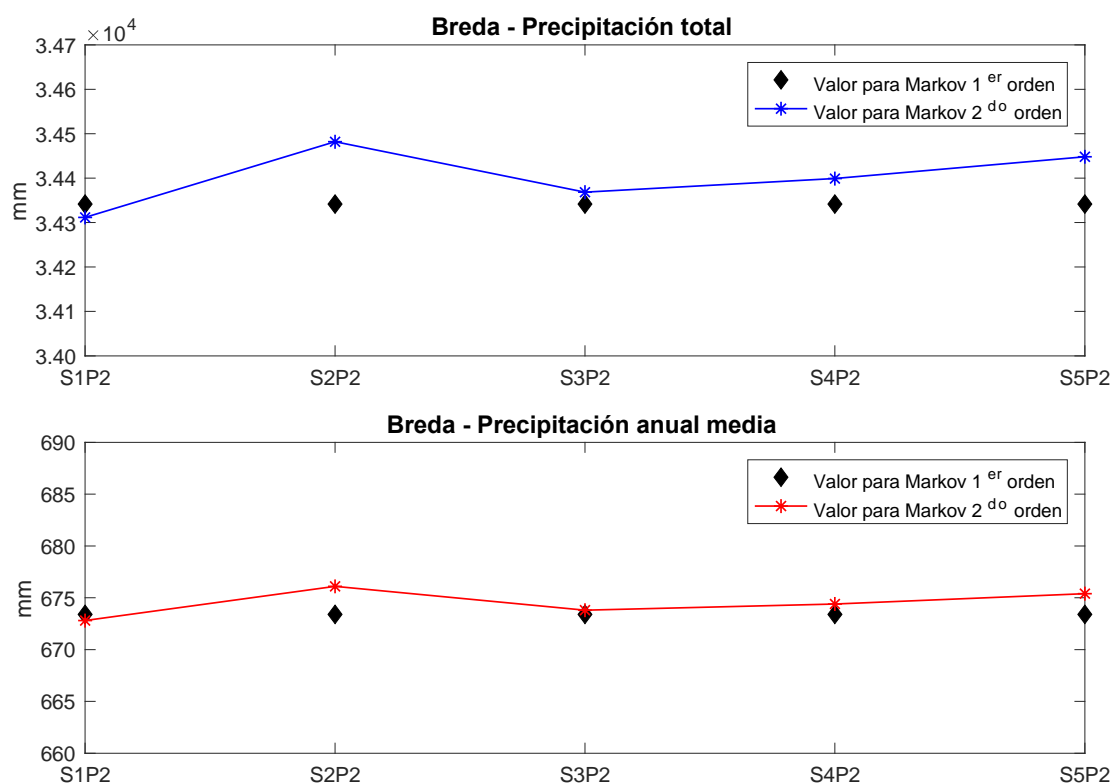


Figura 6.20. Comparación de las series de precipitación obtenidas con la cadena de Markov de 1^{er} orden (P1) y las de 2^{do} orden (SnP2) para la estación de Breda (escenario de Cambio Climático A2).

Para el caso de la estación de Breda en la cuenca de la Tordera, las diferencias para las series precipitación total y la media anual obtenidas para **S_nP2** con respecto a **P1** son también bastante pequeñas, con valores porcentuales que varían de -0.4 a 0.8%.

En ambas cuencas las series de precipitación fueron ingresadas al modelo hidrológico manteniendo constante todos los valores de ajuste del modelo. No se hicieron modificaciones a las series de temperatura (por ende, en la evapotranspiración) y se mantuvieron las mismas utilizadas para calcular las aportaciones con la serie **P1** (Markov 1^{er} orden), ya que se buscaba evaluar solamente el efecto de las modificaciones hechas en la distribución temporal de las precipitaciones en las aportaciones finales. El resto de parámetros y valores entrada en el modelo siempre fueron los mismos.

Como se verá más adelante en la discusión de resultados se evaluará también si la distribución temporal de la precipitación ha realmente cambiado y si este cambio influye en el resultado de las aportaciones obtenidas con estas nuevas 5 series de datos (**S_nP2**) generadas bajo una cadena de Markov de 2^{do} orden

6.4 Referencias

Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements. In FAO Irrigation & drainage Paper 56. FAO, Food and Agriculture Organization of the United Nations, Roma.

Aronica, G., Corrao, C., Amengual, A., Alonso, S., & Romero, R. (2005, April). Water resources evaluation under climatic trend effects in Mediterranean catchments. In Geophysical Research Abstracts (Vol. 7, p. 04091).

Bouraoui, F., Vachaud, G., Li, L. Z. X., Le Treut, H., & Chen, T. (1999). Evaluation of the impact of climate changes on water storage and groundwater recharge at the watershed scale. *Climate Dynamics*, 15(2), 153–161. <https://doi.org/10.1007/s003820050274>.

Bras, R. L., & Rodriguez-Iturbe, I. (1993). Random Functions and Hydrology. Dover Publications, Inc., New York. 559 pp.

Candela, L., von Igel, W., Javier Elorza, F., & Aronica, G. (2009). Impact assessment of combined climate and management scenarios on groundwater resources and associated wetland (Majorca, Spain). *Journal of Hydrology*, 376(3), 510–527. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.07.057>.

Chapman, T. G. (1997). Stochastic models for daily rainfall in the Western Pacific. *Mathematics and Computers in Simulation*, 43(3), 351–358. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0378-4754\(97\)00019-0](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0378-4754(97)00019-0).

Chow, V. T., Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1988). Applied hydrology McGraw-Hill International editions. New York, USA.

Elías Castillo, F., & Giménez Ortiz, R. (1965). Evapotranspiraciones potenciales y balances de agua en España. Mapa Agronómico Nacional. Madrid.

Fouquart, Y., y Bonnel, B. (1980). Computations of solar heating of the earth's atmosphere: A new parameterization, *Beitr. Phys. Atmos.*, 53, 35–62.

Gracia, C. A., Tello, E., Sabaté, S., y Bellot, J. (1999). GOTILWA: An Integrated Model of Water Dynamics and Forest Growth. In Rodà F. et. Al. (eds) Ecology of Mediterranean Evergreen Oak Forests. *Ecological Studies*, Vol. 137. Springer Verlag, Berlin Heidelberg. Pp 163-179.

IPCC. (2007). International Panel of Climate Change. IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4).

IPCC. (2013). International Panel of Climate Change. IPCC Fifth Assessment Report: Climate Change 2013 (AR5).

Kottegoda, N. T., & Rosso, R. (1997). Statistics, probability and reliability for civil and environmental engineers (pp. 1-735). Mc-Graw-Hill Publishing Company.

Kottegoda, N. T., Natale, L., & Raiteri, E. (2003). A parsimonious approach to stochastic multisite modelling and disaggregation of daily rainfall. *Journal of Hydrology*, 274(1), 47–61. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00356-6](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00356-6).

Lin, S. J., & Rood, R. B. (n.d.). Multidimensional Flux-Form Semi-Lagrangian Transport Schemes. *Monthly Weather Review*, 124(9), 2046–2070. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1996\)124<2046:MFFSLT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1996)124<2046:MFFSLT>2.0.CO;2).

Lohmann, U., & Roeckner, E. (1996). Design and performance of a new cloud microphysics scheme developed for the ECHAM general circulation model. *Climate Dynamics*, 12(8), 557–572. <https://doi.org/10.1007/BF00207939>.

Maidment, D. R. (1993). Handbook of Hydrology. McGraw-Hill, Inc. 1424 pp. New York.

Mlawer, E. J., Taubman, S. J., Brown, P. D., Iacono, M. J., & Clough, S. A. (1997). Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 102(D14), 16663–16682. <https://doi.org/https://doi.org/10.1029/97JD00237>.

Morcrette, J. J., Clough, S. A., Mlawer, E. J., and Iacono, M. J. (1998). Impact of a validated radiative transfer scheme, RRTM, on the ECMWF model climate and 10-day forecasts, ECMWF, Reading, UK, technical memorandum 252 ed.

Nordeng, T. E. (1994). Extended versions of the convective parametrization scheme at ECMWF and their impact on the mean and transient activity of the model in the tropics. Research Department Technical Memorandum, 206, 1-41.

Priestley, C. H. B., & Taylor, R. J. (1972). On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Monthly Weather Review*, 100(2), 81–92. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1972\)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2).

Shuttleworth, W. J. (1993). Chapter 4 – Evaporation, in Handbook of Hydrology, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, Inc. New York.

Soil Conservation Service, 1972. National Engineering Handbook, Section 4, Hydrology. Department of Agriculture, Washington, 762 p.

Stier, P., Feichter, J. S., Kinne, S., Kloster, E., Vignati, J., Wilson, L., Ganzeveld, I., Tegen, M., Werner, Y., Balkanski, M., Schulz, O., Boucher, A., Minikin, A., and Petzol, A. (2005). The aerosol-climate model ECHAM5-HAM. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5:1125–1165.

Tamoh, K., y Candela, L. (2009). Informe sobre la modificación del modelo global y la generación de series futuras para la precipitación y la temperatura. Proyecto ACCUA (Adaptaciones al Cambio Climático en el Uso del Agua). Universitat Politècnica de Catalunya. Grupo de Hidrología Subterránea – GHS.

Tiedtke, M. (1989). A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review*, 117(8), 1779–1800. [https://doi.org/10.1175/1520-0493\(1989\)117<1779:ACMFSF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0493(1989)117<1779:ACMFSF>2.0.CO;2).

Tompkins, A. M. (2002). A Prognostic Parameterization for the Subgrid-Scale Variability of Water Vapor and Clouds in Large-Scale Models and Its Use to Diagnose Cloud Cover. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 59(12), 1917–1942. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(2002\)059<1917:APPFTS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(2002)059<1917:APPFTS>2.0.CO;2).

Weibull, W. (1951). A Statistical Distribution Function of Wide applicability. *Journal of applied mechanics*, 103(730), 293-297.

Wilks, D. S. (1992). Adapting stochastic weather generation algorithms for climate change studies. *Climatic Change*, 22(1), 67–84. <https://doi.org/10.1007/BF00143344>.



CAPITULO 7.

Procesos de ajuste,
calibración y
validación del
modelo hidrológico

7.1 Modelización de las cuencas en estudio. Calibración y validación del modelo hidrológico

El fin de la modelización hidrológica consiste en representar la física de una cuenca a través de un sistema conceptual descrito por parámetros y ecuaciones que describen la física de los procesos que ocurren en ella. Las ecuaciones están descritas por variables y parámetros que se mueven dentro de un rango de valores que representan características físicas de los distintos componentes del sistema. La tarea fundamental del modelador es el estudio y comprensión de cómo funciona el sistema hídrico, con el fin de encontrar los parámetros adecuados que definen los procesos que intentan ser representados en el modelo.

La fase de la modelización que se presenta a continuación correspondió a la selección de valores para los parámetros que definen el modelo hidrológico. Este proceso se realizó utilizando información referente a hidrometeorología, geografía, edafología, topografía y usos de suelo. Este conocimiento de base permitió sentar la aproximación de los valores iniciales con los cuales comenzar el proceso de calibración y ajuste.

A través de las estaciones de aforo presentes en las cuencas de estudio, se procedió a realizar la calibración y ajuste del modelo. La curva de caudal simulada se comparó con la curva de caudal observada. Este proceso es lo que se conoce como calibración, en el cual se pretende obtener una curva simulada muy cercana a la curva real observada. Esto se logra a través del ajuste de los parámetros del modelo hidrológico. La elección de los parámetros físicos que definen el modelo, debe ser consistente con los procesos físicos que se producen en la cuenca y moverse dentro de un rango observado para dichas situaciones. La calibración de los parámetros fue un proceso que se repitió numerosas veces.

7.1.1 Consideraciones para realizar una adecuada calibración del modelo hidrológico en funciones de las propiedades físicas del suelo

La calibración del modelo hidrológico se llevó a cabo tomando en consideración dos puntos fundamentales. En primer lugar, se intentó obtener volúmenes simulados similares a los volúmenes reales medidos (conservación de la masa), sin alterar la forma final del hidrograma de salida. También se intentó ajustar la curva en función de los picos del hidrograma. Esto quiere decir que el ajuste inicial intenta simular picos similares a los picos observados en el hidrograma real, consistente con la forma del hidrograma y el tiempo en el cual se produce el

pico. Aun cuando el segundo punto es parte importante de la calibración, no siempre es posible de alcanzar. Este puede deberse a diversas razones que serán posteriormente explicadas en la discusión de la calibración. Sin embargo, el contar con volúmenes simulados similares a los reales, proporciona un buen resultado cuando se trabaja con modelos continuos a largo plazo, en donde los resultados esperados son evaluaciones totales de un volumen de aportación para un período continuo y prolongado de tiempo.

Es esperable que la calibración permita obtener volúmenes con errores de estimación no mayores a un 10-15%, en términos de subestimación o sobrestimación. Si estos dos puntos esenciales son alcanzados en el proceso de calibración, se puede considerar que el modelo es capaz de representar la situación del área de estudio, y por ende su aplicabilidad puede considerarse como válida. A continuación, se exponen las bases de la calibración llevadas a cabo en el modelo hidrológico y cómo cada parámetro afecta directamente a los resultados esperados

Dentro de los primeros pasos de la calibración se presenta la necesidad de conocer el estado del sistema hídrico en sus etapas iniciales (ver tabla 3.1 en apartado 3.2). Esto quiere decir que, a través de parámetros iniciales, se pretende caracterizar la situación de humedad de la cobertura vegetal, la superficie del suelo, el perfil del suelo y la condición del agua subterránea. Este punto es importante ya que se considera un valor inicial que permite el arranque del modelo y el inicio del cálculo llevado a cabo a través del SMA. Sin embargo, conocer el estado inicial del sistema no es tarea fácil.

Debido a que la información siempre es escasa y como se evalúa a partir de años pasados (1984-2008), normalmente no es posible conocer el estado real del sistema para la fecha de inicio de la modelación. Aun cuando se puede contar con el hietograma de lluvia, siempre existe una condición precedente desconocida. Esta situación se corrigió eligiendo valores iniciales bajos de humedad y eliminando del análisis los primeros meses de simulación (3 a 4 meses), de tal manera que el sistema llegara a un estado de equilibrio que permitiera realizar un análisis más fiable de la situación de estudio y donde el efecto de la condición inicial de humedad del suelo fuera pequeño. De esta manera la calibración se llevó a cabo sin considerar los meses iniciales. La figura 7.1 muestra cómo se comporta el modelo hidrológico bajo diferentes condiciones iniciales de saturación del suelo.

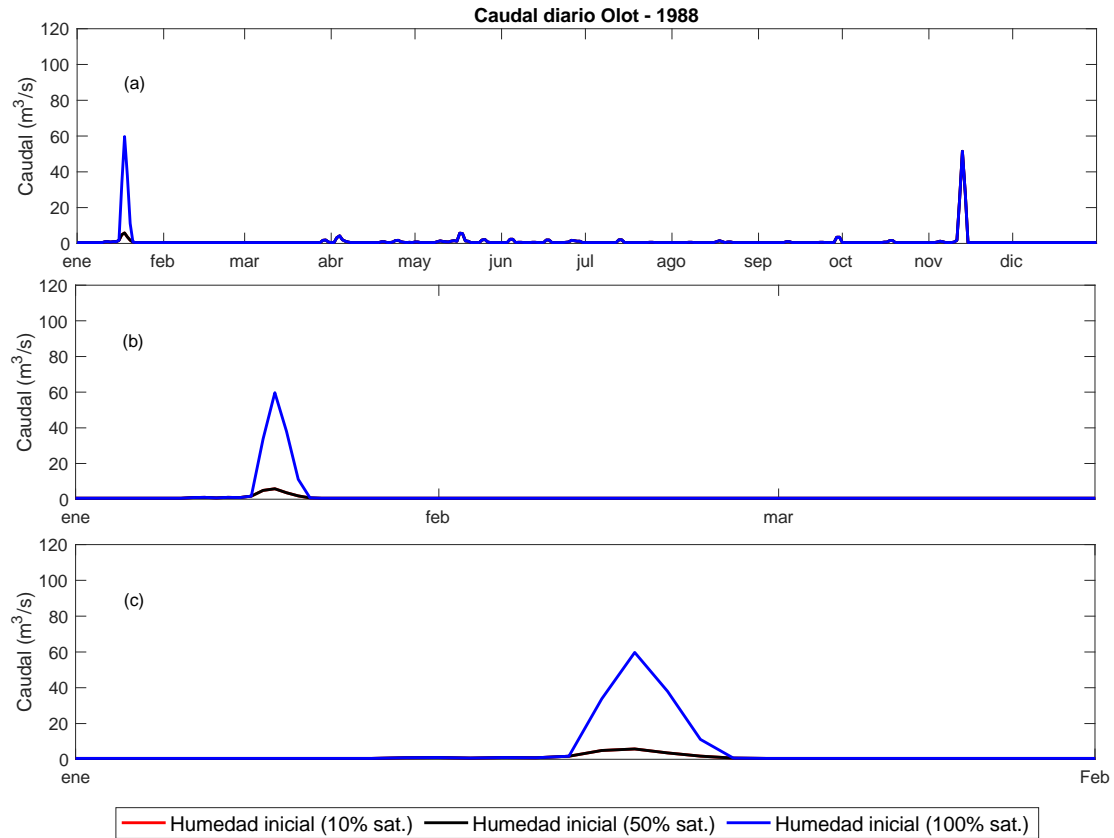


Figura 7.1. Efectos de la humedad inicial del suelo en la simulación del año 1988 en la cuenca de Olot (humedad inicial).

La figura 7.1 muestra el efecto que pueden tener diferentes niveles iniciales de humedad del suelo a lo largo del período de estudio. La figura muestra tres escenarios de humedad del suelo al inicio de la simulación (10, 50 y 100%) en la cuenca de Olot. Se observa que estas diferencias solo son perceptibles durante los primeros meses. En la figura (a) se observa un primer pico que varía en función del estado inicial de humedad. Con valores iniciales de 10 y 50% los cambios son imperceptibles, con un primer pico de caudal de $5.8 \text{ m}^3/\text{s}$ en ambos escenarios. En este caso la línea roja y la línea negra están superpuestas, lo que implicaría que no se observan diferencias significativas cuando el suelo se encuentra en una situación inicial de saturación de un 10 o 50%. Sin embargo, al utilizar un nivel de saturación del 100%, la misma punta de caudal salta hasta los $59.7 \text{ m}^3/\text{s}$. Este aumento es bastante sustancial y demuestra la importancia de conocer los estados iniciales de la humedad del suelo en una cuenca cuando se analiza con modelos hidrológicos. Este fenómeno es aun más importante cuando se realizan simulaciones a corto plazo. Por el contrario, en simulaciones a largo plazo estas condiciones son menos importantes. Es importante también señalar que la influencia de la condición inicial solo es perceptible durante los primeros dos meses, a partir de marzo

y hasta el final de la simulación (diciembre) la condición inicial de humedad del suelo no tiene ninguna influencia en los valores de caudal simulados. El efecto de esta situación se puede observar en la figura 7.2. Cuando se estudian la primera y la última punta de caudal observadas en la figura 7.1 (a) se observa claramente como la condición inicial de humedad del suelo condiciona sólo los primeros meses de la simulación.

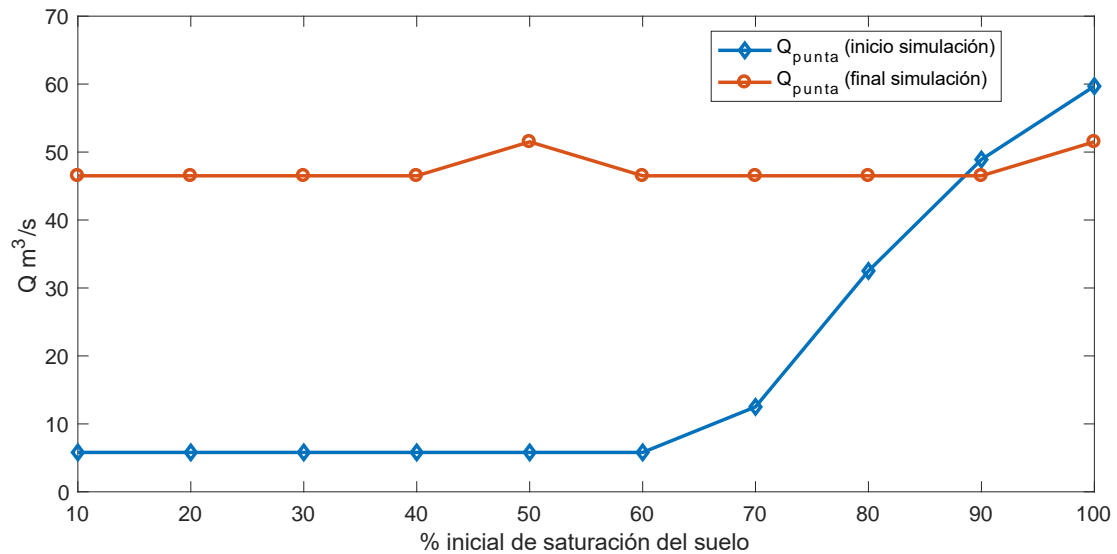


Figura 7.2. Caudales punta observados al inicio y final de la simulación en función la condición de saturación inicial del suelo.

Como se menciona en los párrafos anteriores, sólo la punta inicial (azul) se ve afectada por la condición inicial de humedad, aumentando a partir de un valor de 60%. Por el contrario, la punta ubicada al final de la simulación (roja) no se ve influenciada por la condición inicial de saturación del suelo salvo algunos cambios leves para los valores porcentuales de 50 y 100%. Así se ratifica la idea que en simulaciones a largo plazo los primeros meses de la simulación pueden ser descartados. Esto debido a que es aconsejable esperar que el modelo hidrológico llegue a unos niveles de equilibrio de humedad del suelo que facilite la obtención de resultados fiables que no estén influenciados directamente por la condición de saturación al inicio de la simulación.

Cabe recordar que Olot no es una cuenca de grandes dimensiones (173 km^2), por lo tanto, los meses iniciales que necesita la cuenca para encontrar un equilibrio de la humedad del suelo en función de las variables meteorológicas podría también variar en función de la superficie total de la cuenca.

Una vez seleccionadas las condiciones iniciales, se definieron los parámetros que definen las características físicas del modelo hídrico. Estas características representan el estado actual de las zonas de almacenamiento de las 3 + 2 capas presentes en el SMA. Estas capas definen profundidades de almacenamiento que se ajustan a la realidad de los procesos físicos que ocurren en la cuenca. Los parámetros fueron inicialmente ajustados eligiendo valores bajos del rango de valores expuestos en el apartado 3.3 (capítulo 3). Estos valores fueron el punto de partida del ajuste del modelo hidrológico, y representaron un punto de referencia para su calibración.

A continuación, se presentan los puntos principales de la calibración, los problemas asociados a la elección de parámetros y las labores de ajuste necesarias que permitieron encontrar valores aceptables. Estos puntos fueron estudiados y adaptados a la situación de estudio de acuerdo a las recomendaciones y consideraciones propuestas por Bennett (1998) en su tesis de Máster.

- La estimación de los coeficientes de propagación (*Routing Coefficients*) tanto para el agua subterránea como superficial fue hecha el fin de ajustar la curva simulada a la observada y los volúmenes de agua.
- La tasa máxima de infiltración fue ajustada bajo eventos de lluvia de gran magnitud. Cuando se presentaron valores simulados mayores a los observados, la tasa de infiltración fue aumentada, es decir menos agua disponible para producir escorrentía y por ende se observó una disminución del tamaño de los picos. Cuando el suelo está seco o casi seco (vacío), una tasa de infiltración pequeña dificulta la entrada del agua en el perfil del suelo. De esta manera se pudo determinar qué picos eran controlados por la tasa de infiltración y la profundidad de almacenamiento actual del suelo (*Storage Soil*). Se observó que algunos volúmenes de precipitación no eran capaces de penetrar en el perfil del suelo (incluso en condiciones de suelo seco) ya que la tasa de infiltración era muy pequeña para el evento de precipitación simulado. Adicionalmente, otros volúmenes tampoco serían capaces de ingresar al suelo, aun cuando la tasa de infiltración fuera ajustada con un valor muy alto, debido a la saturación del perfil del suelo. El ajuste de este parámetro intenta calibrar este tipo de condiciones. Finalmente, cuando se observaron picos simulados mayores a los picos observados se realizaron tareas de calibración que consideraban un aumento de la tasa de infiltración, de modo que la precipitación de mayor intensidad fuera capaz de infiltrar en el suelo. Como se verá a continuación, la calibración en conjunto con otros

parámetros (*Soil Storage*), también produjo cambios significativos en el ajuste de la curva de caudal.

En la figura 7.3 se puede observar la relación directa entre la infiltración potencial y el almacenamiento actual del suelo para un ejemplo hipotético usando un tiempo de paso de 1 hora, asumiendo que la tasa máxima de infiltración (*MaxSoilInfil*) es 0.5 mm/h y el almacenamiento máximo del suelo es de 1.5 mm (*MaxSoilStore*). Cuando el suelo está seco (vacío) la infiltración potencial equivale a la máxima tasa de infiltración. Así mismo, cuando el suelo está saturado la tasa de infiltración es igual a cero.

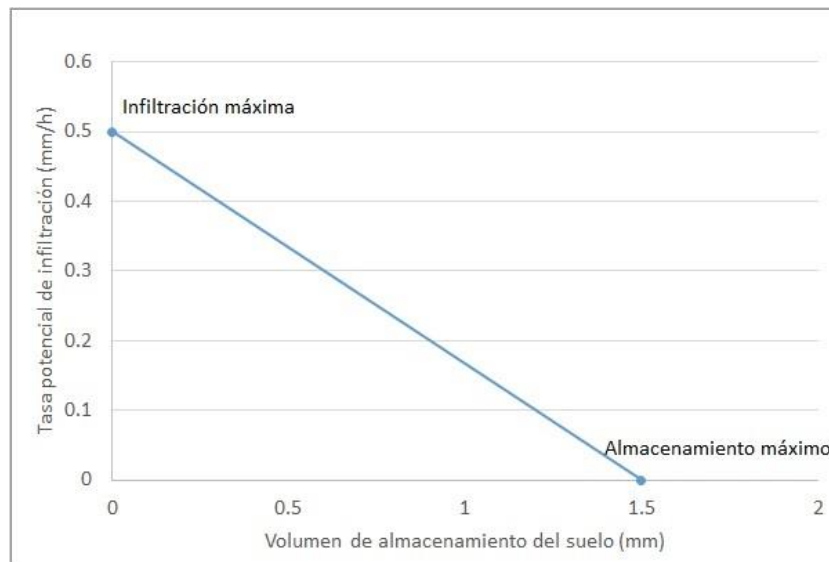


Figura 7.3. Relación de la tasa potencial de infiltración como función del estado actual de almacenamiento del suelo.

- Se realizó el ajuste del almacenamiento en el perfil del suelo para ajustar eventos de lluvia de menor intensidad. Cuando se obtuvieron valores simulados menores a los observados, se procedió a disminuir la profundidad del suelo de manera que la tasa potencial de infiltración también disminuyera. La tasa de infiltración potencial es inversamente proporcional a la fracción llena del perfil de suelo. Esto permitiría un menor tiempo de llenado del perfil del suelo, incrementando así las posibilidades de aumentar los valores simulados de caudal. Por el contrario, la profundidad del perfil del suelo fue aumentada cuando el flujo simulado fue mayor al observado.

- El ajuste de la zona de tensión (*Tension Store*) se llevó a cabo para ajustar la frecuencia de la escorrentía simulada con la observada. Este parámetro cumple un importante rol en función de la saturación del perfil del suelo. Es decir, en tiempo húmedo, con una alta infiltración y saturación del suelo, se observó una frecuencia de la escorrentía en función de los eventos de lluvia. El aumento o disminución de la zona de tensión cumplió un importante rol en función de la profundidad de almacenamiento del suelo. Esto quiere decir que en la medida que el valor de la tensión del suelo se acercaba al valor de la profundidad del almacenamiento del perfil del suelo, existía un menor volumen de almacenamiento, lo que disminuía el volumen de agua disponible para infiltrar en el perfil del suelo. Una zona de tensión mayor (manteniendo la profundidad del suelo constante) provocó que disminuyeran las pérdidas producidas por la ET y percolación desde el perfil del suelo.

Al aumentar la profundidad de la zona de tensión, la disminución de las pérdidas por ET, a medida que la zona de tensión es vaciada, ocurre antes. Adicionalmente esto genera que solo el volumen de agua de la zona de almacenamiento del suelo mayor a la zona de tensión puede estar disponible como percolación. Se observó el caso inverso a lo anterior cuando la zona de tensión fue disminuida sin alterar la profundidad del suelo. La reducción de la tasa de ET se produjo más tarde y más volumen de agua estaba disponible para la percolación. Esto permitió inferir el efecto de la tasa de ET propuesta y su influencia e impacto en la generación de la escorrentía, haciéndose éste un valor sensible a la hora de ajustar los parámetros del modelo hidrológico.

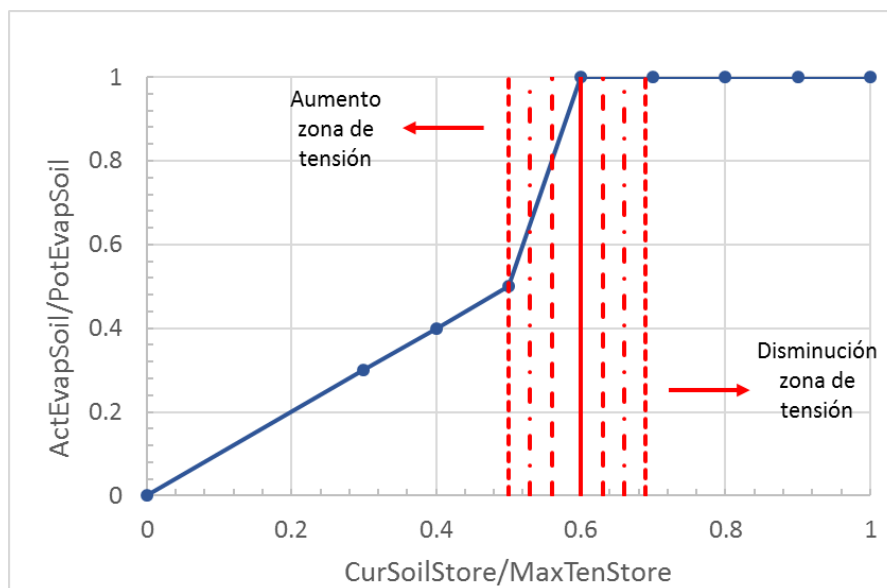


Figura 7.4. ET actual desde la zona de tensión del perfil del suelo e influencia en la calibración.

La figura 7.4 muestra la línea roja continua como el instante en que se produce un cambio en la tasa de ET. La ocurrencia de este suceso dependerá del aumento o disminución de la zona de tensión del suelo (líneas discontinuas).

En la figura el *ActEvapSoil* corresponde a la ET_{real} , *PotEvapSoil* a la ET potencial, *CurSoilStore* al almacenamiento actual del suelo y *MaxTenStore* a la tensión máxima del almacenamiento.

La calibración de los valores de infiltración máxima, la profundidad del perfil del suelo y la zona de tensión, representaron los parámetros más sensibles que permitieron la calibración del volumen de agua superficial y subterránea. La obtención de una combinación adecuada de estos tres sirvió para obtener una buena calibración previa del modelo hidrológico. Ajustes posteriores de los siguientes parámetros fueron útiles para refinar la calibración.

- La calibración de la cobertura vegetal y la superficie del suelo (profundidad de almacenamiento) se utilizaron como parámetros adicionales para mejorar la calibración. Estos parámetros tienen menos impacto en la simulación del hidrograma que los parámetros mencionados en el punto anterior. El incremento de la profundidad de la superficie de almacenamiento genera que más agua sea acumulada sobre la superficie del suelo, lo cual incrementa el período de infiltración más allá del fin de la precipitación, retrasando y disminuyendo los picos del hidrograma simulado. Las pérdidas por ET aumentan con valores más altos de interceptación vegetal y superficial, debido a que existe más agua disponible para evapotranspirar.
- La selección de las capas de agua subterránea y los parámetros que definen cada capa, se utilizó para obtener una mejor forma del hidrograma a través de la contribución del flujo subterráneo. La profundidad de almacenamiento del agua subterránea se obtuvo de manera iterativa. El coeficiente de agua subterránea, que representa el tiempo que demora el agua en salir del sistema subterráneo, fue obtenido a través de la observación del hidrograma real y de manera iterativa. El seleccionar una o dos capas de agua subterránea dependió de la facilidad o dificultad de mejorar el ajuste y por la necesidad de representar la presencia de acuíferos en las cuencas de estudio.

7.1.2 Calibración y validación del modelo hidrológico para la cuenca del Fluvial

Los valores observados de caudal para la calibración y validación de la cuenca del Fluvial fueron obtenidos de la estación de Garrigàs en el cual la estructura de registro es un Azud (ver figura 7.5).

La medición de caudal a través de este tipo de estructuras puede calcularse a través de una ecuación de vertedero que está definidas por las características de éste. En el caso de este estudio no se logró conocer el tipo de vertedero (ecuación de vertedero) ni la curva de descarga utilizada para el aforamiento del río. Sin embargo, se asume que el caudal calculado sobre la estructura se ha determinado con la siguiente ecuación:

$$Q = C_o L H_0^{1.5} \quad (7.4)$$

Donde:

L = longitud de la cresta del vertedero (m)

H_0 = energía total, considerada aguas arriba del vertedero

C_o = coeficiente de desagüe

Los valores del coeficiente de desagüe pueden ser encontrados a través de la relación entre la altura real del vertedero y H_0 para la forma geométrica del aliviadero correspondiente La figura 7.5 muestra una gráfica para valores de C_o .

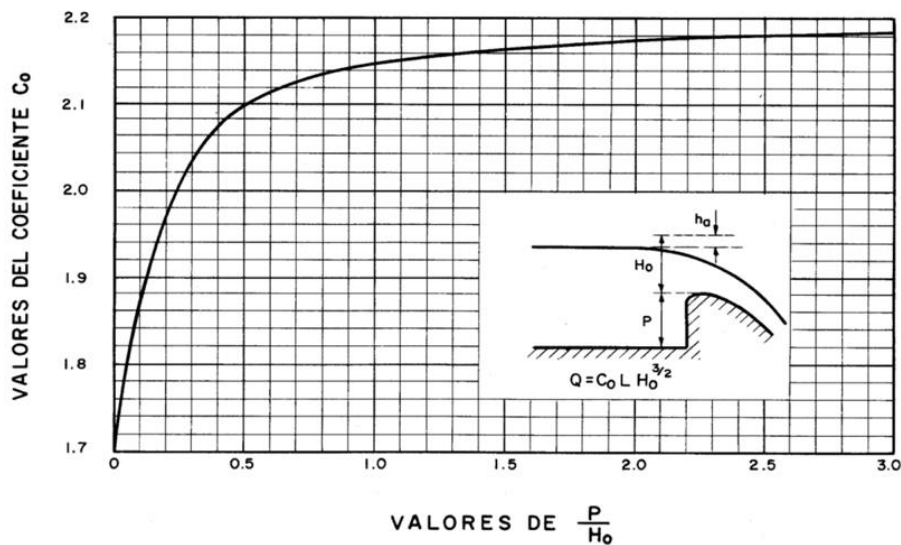


Figura 7.5. Coeficiente de gasto para el cálculo del caudal sobre un vertedero (Fuente: Borland, 1946).

Como se observa en la figura 7.6, este tipo de aforos pueden registrar problemas en caso de regímenes altos de caudal y adicionalmente complicaciones que pueden derivar de la bifurcación de brazos adyacentes del río que no registran ninguna medición de caudal.

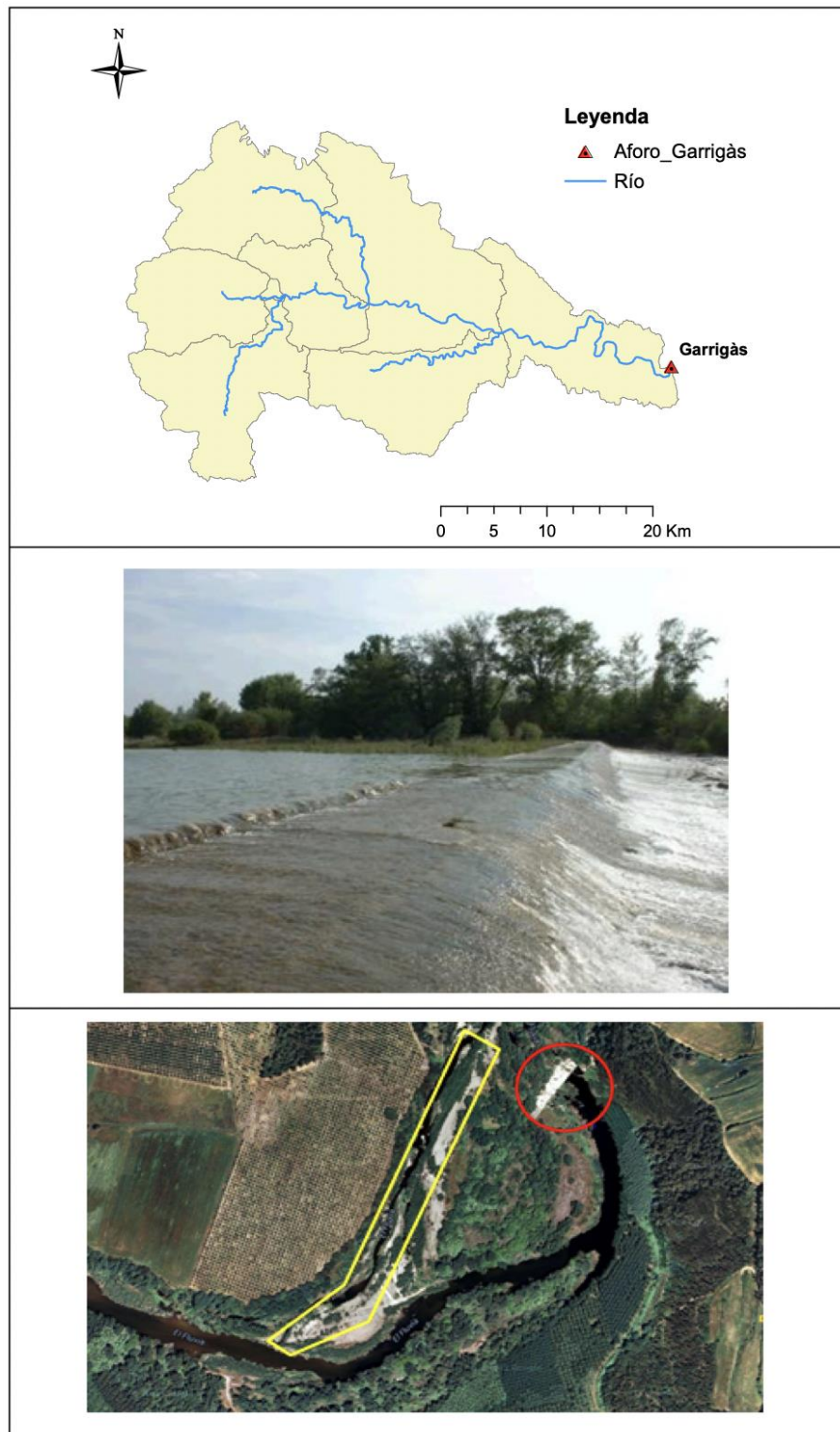


Figura 7.6. Estación de aforo de Garrigàs en el río Fluvià. En rojo estación de aforo y en amarillo canal lateral.

En general cuando la estación de aforo y su sección transversal no está bien definida, pueden suceder problemas que afectan directamente el registro de caudal. Para el caso de dicha estación existe un canal secundario que tiene un caudal de paso, pero que simplemente no fue utilizado en este estudio dado que la calidad del registro no era de buena calidad. Adicionalmente la estación presenta un brazo adyacente que durante crecidas deriva caudal que no es registrado en el azud. Se observa también que la estación de aforo está ubicada justo después de un amplio meandro del río, por lo cual, de acuerdo a lo estudiado en el estado del arte de este proyecto, podría no ser la mejor ubicación para realizar la medición.

7.1.2.1 Calibración del modelo hidrológico de la cuenca del Fluvià

La calibración consistió en encontrar un set de parámetros para el SMA que permitieran encontrar valores simulados de caudal lo más cercano a los valores observados y registrados en la estación de aforo de Garrigàs para un período de tiempo determinado.

La tabla 7.1 muestra los mejores parámetros de ajuste encontrados que se utilizaron en la calibración del SMA considerando los datos de aforo de la estación de Garrigàs. Estos valores fueron propuestos tomando en consideración las características físicas del sistema y dentro de un rango de valores reales recomendados en capítulos anteriores.

Tabla 7.1. Parámetros utilizados en la calibración del SMA para la cuenca del Fluvià en la estación de aforo de Garrigàs (descripción y definición de los parámetros en el apartado 3.3).

Canopy (%)	Surface (%)	Soil (%)	*GW1 (%)	GW2 (%)
1	1	1	1	**0
Canopy storage (mm)	Surface storage (mm)	Maximum infiltration (mm/h)	Soil Storage (mm)	Tension storage (mm)
3	38	26	270	261
Soil percolation (mm/h)	GW1 storage (mm)	GW1 percolation (mm/h)	GW1 coefficient (h)	GW2 storage (mm)
15	150	0.43	800	**0
GW2 percolation (mm/h)		GW2 coefficient (h)		
**0		**0		

*GW: Groundwater (agua subterránea)

** El valor de cero representa la no utilización de dicha capa en SMA (GW2)

Se procuró que la elección de parámetros que cumplieran con las características físicas del caso de estudio. Sin embargo, y de acuerdo a lo propuesto por Bennett (1998), se utilizaron valores de entrada pequeños. Esto permitió realizar una calibración gradual y poder encontrar la mejor combinación de parámetros capaces de simular la curva de caudal. El proceso se realizó de forma iterativa, observando la sensibilidad de los diversos parámetros en *SMA*.

Se obtuvieron resultados satisfactorios una vez realizadas múltiples simulaciones del modelo, definiendo parámetros de ajuste que fueron utilizados posteriormente en la validación del modelo. La figura 7.7 muestra que la curva simulada se ajusta satisfactoriamente a la curva real de aforo, con algunas inconsistencias a nivel de los picos de caudal. La curva de recesión del caudal y el caudal base también presentan un buen ajuste con respecto a los datos reales.

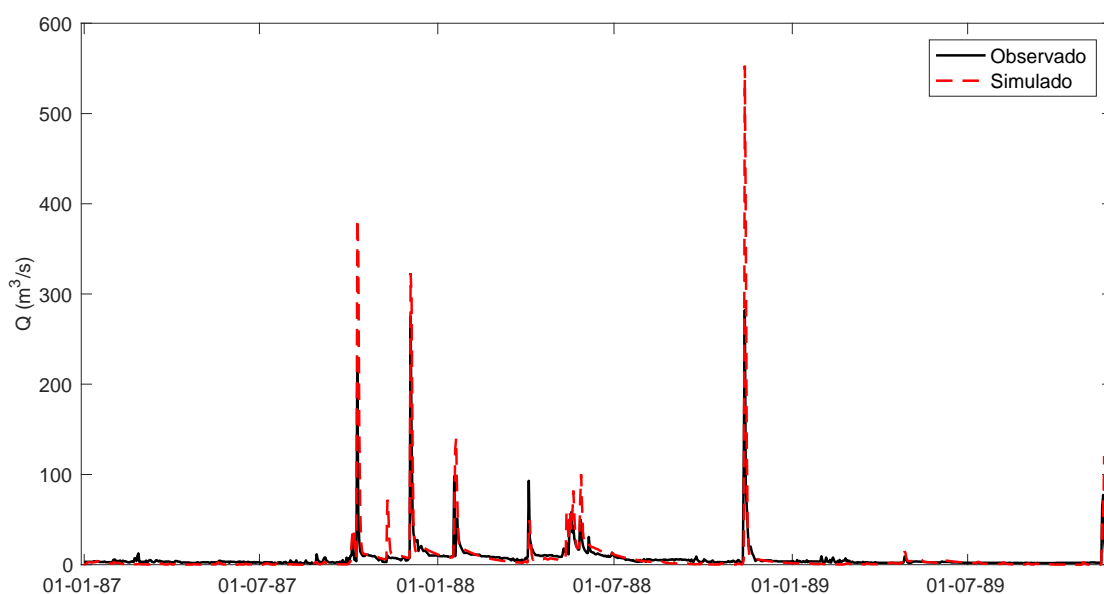


Figura 7.7. Calibración del modelo hidrológico para la cuenca del Fluvià en la estación de aforo de Garrigàs (01/01/1987 – 01/12/1989).

Adicionalmente se llegó a una buena aproximación del volumen de caudal (período de ajuste) con un error de sobrestimación para el volumen simulado de 11.5 % con respecto al observado (tabla 7.2).

El principal problema fue la imposibilidad del modelo de captar algunos picos de caudal, probablemente producto del tipo y las condiciones de medición presentes en el lugar.

Tabla 7.2. Valores encontrados para la calibración del modelo hidrológico de la cuenca del Fluvià (aforo de Garrigàs) para el período histórico comprendido entre el 01/01/1987 y el 01/12/1989.

	Volumen (hm ³)	Error estimación (%)
Observado	656.3	+ 11.5%
Simulado	732.0	

En primer lugar, se desconoce la distribución espacial real de la lluvia en la cuenca del Fluvià (5 estaciones para 973 km²). Existe una variación meteorológica dentro de la cuenca que está dada principalmente por su topografía y su cercanía con la costa mediterránea. Esta variación provoca heterogeneidad de la precipitación sobre el territorio, que es difícilmente registrada por la red de pluviómetros seleccionados para el estudio. Esta falta de información genera que el modelo hidrológico no sea capaz de transmitir en el cálculo del caudal, las variaciones registradas por la precipitación. El modelo se remite a evaluar un volumen total de agua caída en 24 horas para un área determinada que abarca el pluviómetro. La variabilidad de la precipitación genera que pueda llover con distintas intensidades a la registrada en cada pluviómetro, dentro de la cuenca. Esto afectará directamente a la medición de aforo en la estación.

En segundo lugar, la medición de aforo (m³/s) es un registro puntual a una hora determinada del día (mediodía) que solo indica el caudal de tránsito a la hora de la medición. Esto puede generar que eventos de corta duración que se producen después de la hora de medición no son registrados por la estación y por ende no coinciden con los resultados generados en el modelo. Más aún si estos eventos son de alta intensidad y corta duración. Su presencia generará un pico de caudal generado por el modelo que no es registrado por la estación. Estos dos puntos parecieran ser los más importantes a la hora de explicar este tipo de anomalías.

También pueden existir errores referentes a la medición, es decir mal funcionamiento del equipo de registro. Como ya se mencionó anteriormente, la existencia de un caudal lateral genera inconsistencias en la toma de datos que, producto de la calidad de su información, no pudo ser incluida en el análisis. Por esta misma razón fue importante contar con un ajuste del modelo suficientemente fiable en términos de volumen de caudal, obviando de alguna manera la imposibilidad de poder reproducir todos los picos de caudal.

Otro punto importante a analizar en la calibración del modelo, es observar cómo se comporta la curva de recesión de caudal. Cuando se evalúa el sistema hidrológico a medio y largo plazo, esta curva representa la respuesta diferida de la cuenca ante un evento de precipitación, formando parte de lo que se denomina flujo base. Como ya se ha mencionado anteriormente, una vez ocurrido un evento de lluvia, la escorrentía que no es generada superficialmente, se incorpora a la matriz del suelo y procede a ser liberada como flujo subterráneo con un alto tiempo de retardo, dependiendo de las características físicas del sistema hídrico (edafología, topografía, cubierta vegetal, etc.). En el caso de estudio es importante poder simular este proceso ya que se está trabajando a nivel diario y a largo plazo, y la cuenca muestra un flujo de caudal de recesión de semanas o meses. Encontrar buenos ajustes significa que el modelo hidrológico construido para el caso de estudio, es adecuado para simular los procesos hidrológicos a largo plazo. La figura 7.8 muestra un análisis para las curvas de recesión del caudal para el período de calibración presentado en la figura 7.6.

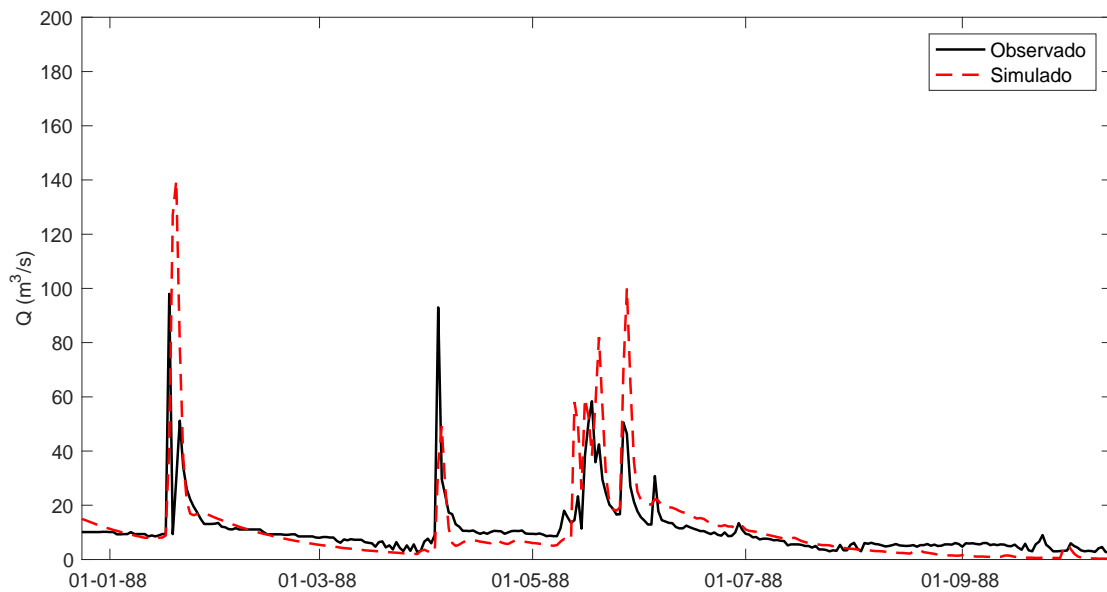


Figura 7.8. Ajuste de la curva de recesión de caudal (calibración) para la cuenca del Fluvà en la estación de aforo de Garrigàs (10/12/1987 – 15/10/1988).

Como se observa en la figura, el modelo representa de manera eficaz la curva de recesión de caudal, simulando de manera adecuada el caudal base y el retardo de la salida del agua desde el suelo hasta el cauce del río.

7.1.2.2 Validación del modelo hidrológico de la cuenca del Fluvà

El proceso de validación del modelo hidrológico se llevó a cabo con un set de datos diferente al de la calibración, pero manteniendo el mismo conjunto de parámetros de ajuste presentados en la tabla 7.1. La validación se considera satisfactoria si con el mismo set de parámetros utilizados en la calibración se obtiene un comportamiento igual o mejor del modelo hidrológico en términos del ajuste de la curva simulada con respecto a la observada (caudal). La figura 7.9 muestra la curva simulada frente al caudal observado para el proceso de validación del modelo hidrológico en la cuenca del Fluvà.

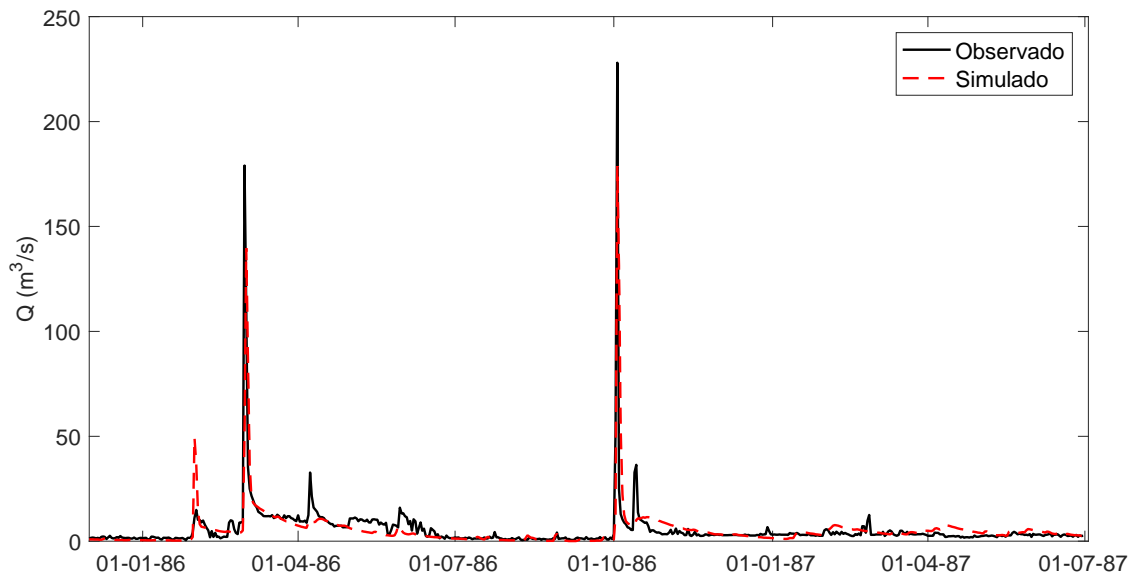


Figura 7.9. Validación del modelo hidrológico para la cuenca del Fluvà en la estación de aforo de Garrigàs (10/11/1985 – 01/07/1987).

Nuevamente se encontraron las mismas inconsistencias expresadas en el párrafo anterior, dificultad para captar alguna de las puntas de caudal causadas probablemente por los mismos problemas explicados anteriormente. Sin embargo, en términos volumétricos, se obtuvo un mejor ajuste de los datos simulado como se observa en la tabla a continuación.

Tabla 7.3. Valores encontrados para la validación del modelo hidrológico de la cuenca del Fluvià (aforo de Garrigàs) para el período histórico comprendido entre el 01/01/1986 y el 01/07/1987.

	Volumen (hm ³)	Error estimación (%)
Observado	275.9	- 1.9%
Simulado	270.8	

En el caso de la validación se obtuvieron mejores resultados que para la calibración, con una subestimación del caudal simulado de 1.9% para el período estudiado.

El análisis de la curva de recesión de caudal es similar a lo observado en la calibración. El modelo es capaz de simular de forma apropiada el caudal de recesión y el flujo base. La figura 7.10 muestra el análisis hecho de la curva de recesión de caudal para un período reducido de la validación del modelo hidrológico.

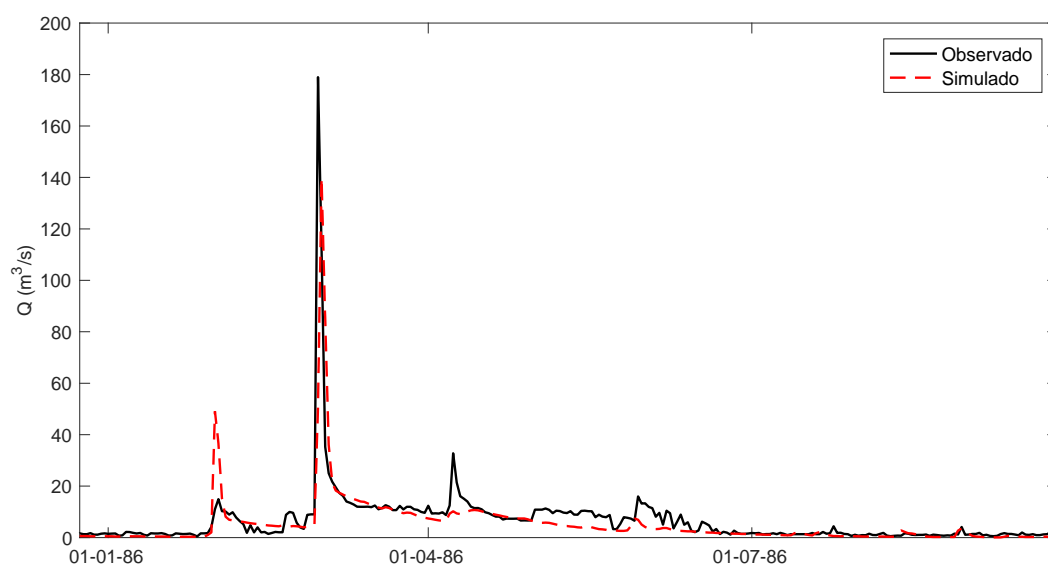


Figura 7.10. Ajuste de la curva de recesión de caudal (validación) para la cuenca del Fluvià en la estación de aforo de Garrigàs (01/01/1986 – 10/09/1986).

La figura muestra los ajustes de la curva de recesión para la validación. Se observa que al igual que en el proceso de calibración, la curva de recesión para la validación se ajusta con una buena fiabilidad.

Posteriormente se realizó un test estadístico de los datos para evaluar la eficiencia del modelo hidrológico en la predicción de datos simulados. Estos test fueron explicados en capítulo 2 (apartado 2.9), y fueron aplicados para los resultados de calibración y validación de las cuencas en estudio.

7.1.3 Calibración y validación del modelo hidrológico para la cuenca de la Tordera

El ajuste, calibración y validación del modelo hidrológico de la Tordera se realizó utilizando la estación de aforo más cercana a la desembocadura del río Tordera. Ésta correspondió a la estación de Can Simó. La estación se construyó en los años noventa y corresponde a una estación de aforo con una solera de hormigón con cuatro niveles diferentes. La ecuación de descarga utilizada para dicha estación es la de un aliviadero de pared gruesa.

En Can Simó se registran los valores de nivel del agua a través de un limnómetro para luego ser transformados en caudal. Dichos valores de caudal pueden ser considerados fiables dado que la estructura hidráulica está bien definida. A continuación, la figura 7.11 muestra un esquema de la estación.

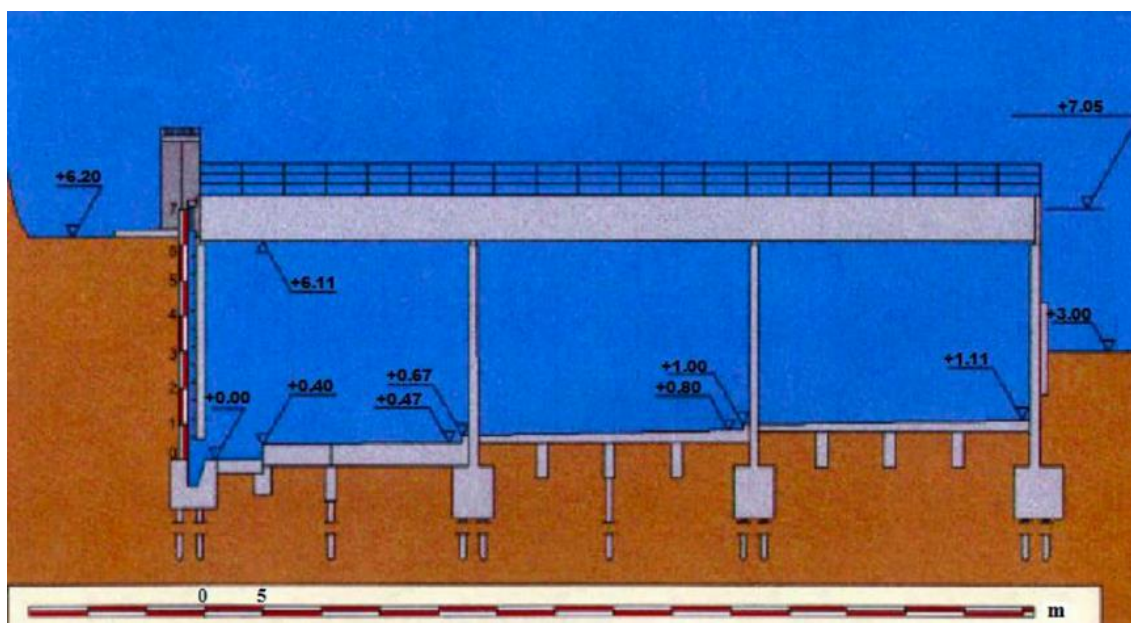


Figura 7.11. Plano de la sección transversal de la estación de Can Simó (Fuente: Agència Catalana de l'Aigüa, ACA).

La figura 7.12 muestra una fotografía antigua de la situación de la estación de Can Simó.

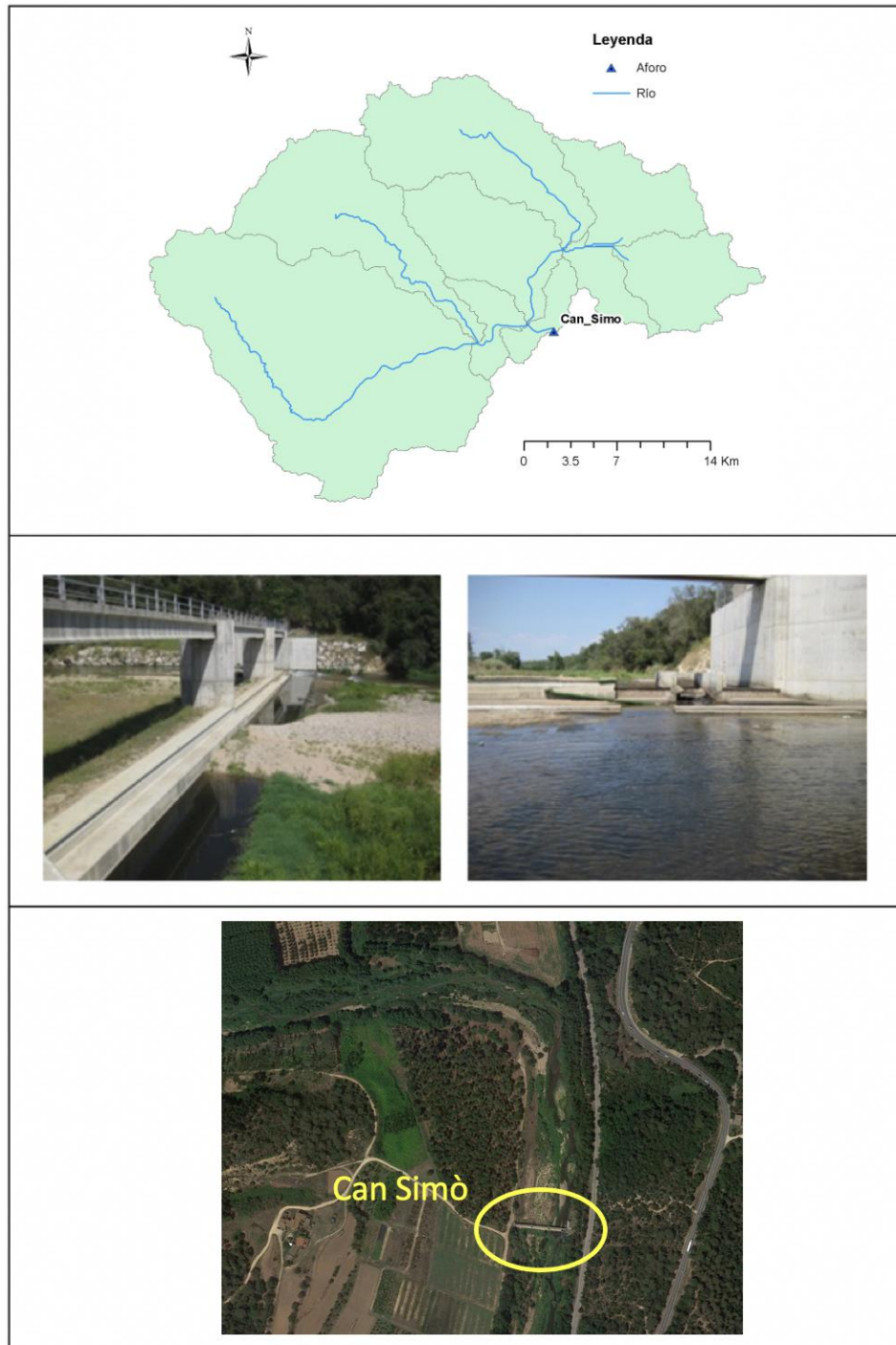


Figura 7.12. Estación de aforo de Can Simó en el río Tordera. En amarillo el lugar de la estación en el río.

7.1.3.1 Calibración del modelo hidrológico de la cuenca de la Tordera

En la cuenca de la Tordera se siguió la misma metodología de calibración que en la cuenca del Fluvià, evaluando nuevos parámetros de ajuste en función de las características físicas

de la cuenca. A continuación, la tabla 7.4 presenta los valores de ajuste finales encontrados para la cuenca de la Tordera en la estación de aforo de Can Simò.

Tabla 7.4. Parámetros utilizados en la calibración del SMA para la cuenca de la Tordera en la estación de aforo de Can Simò (descripción y definición de los parámetros en apartado 3.3).

Canopy (%)	Surface (%)	Soil (%)	*GW1 (%)	GW2 (%)
1	1	1	1	1
Canopy storage (mm)	Surface storage (mm)	Maximum infiltration (mm/h)	Soil Storage (mm)	Tension storage (mm)
2	28	25	200	193
Soil percolation (mm/h)	*GW1 storage (mm)	GW1 percolation (mm/h)	GW1 coefficient (h)	GW2 storage (mm)
10	350	0.2	4000	700
GW2 percolation (mm/h)		GW2 coefficient (h)		
0.4		6000		

*GW: Groundwater (Agua subterránea).

Existen algunas diferencias en los parámetros de ajuste con relación a la cuenca del Fluvià. Esto podría tratarse principalmente debido a las diferencias topográficas, geológicas (comportamiento del agua subterránea) y meteorológicas que encontramos en dichas cuencas. Adicionalmente, para el caso de la cuenca de la Tordera se ha agregado una capa extra de agua subterránea que ha permitido mejorar el ajuste de la curva de caudal simulada. La diferencia más importante corresponde al coeficiente de descarga del agua subterránea que ha sido aumentado considerablemente con el objetivo de obtener un mejor ajuste de la curva de recesión del caudal. Esto podría indicar una mayor influencia del agua subterránea en la cuenca de la Tordera que en el Fluvià, donde es conocida la presencia de acuíferos importantes, lo cual se demuestra a través de la calibración más detallada del agua subterránea realizada en el modelo de la cuenca de la Tordera.

La figura 7.13, muestra la curva simulada en la estación de Can Simó para el modelo hidrológico de la cuenca de la Tordera.

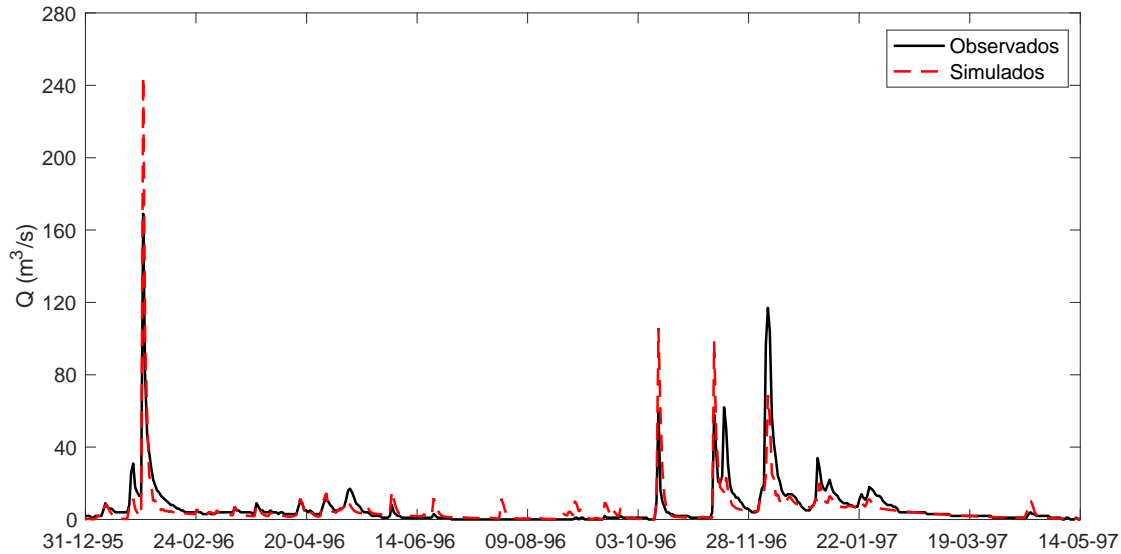


Figura 7.13. Calibración del modelo hidrológico para la cuenca de la Tordera en la estación de aforo de Can Simò (31/12/1995 – 14/05/1997).

Básicamente se observan las mismas inconsistencias en los resultados observados de la calibración en Can Serra y en la cuenca del Fluvià. El modelo tiene dificultades para ajustar las puntas de caudal debido a las razones explicadas anteriormente. Sin embargo, en términos volumétricos el modelo está dentro de un error aceptable que permite tener un cierto grado de confianza en los valores simulados. La tabla 7.5 muestra el error en la estimación de caudal obtenido para la figura 7.13.

Según la tabla, el modelo estaría subestimando el volumen total registrado para dicho período en un 10.6%.

Tabla 7.5. Valores encontrados para la calibración del modelo hidrológico en la cuenca de la Tordera (aforo de Can Simò) para el período histórico comprendido entre el 31/12/1995 y el 14/05/1997.

	Volumen (hm ³)	Error estimación (%)
Observado	295.3	- 10.6%
Simulado	264.1	

Para esta estación también se analizó el comportamiento de la curva de recesión simulada por el modelo hidrológico. La figura 7.14 muestra la curva de caudal simulado y observado para un período de tiempo determinado.

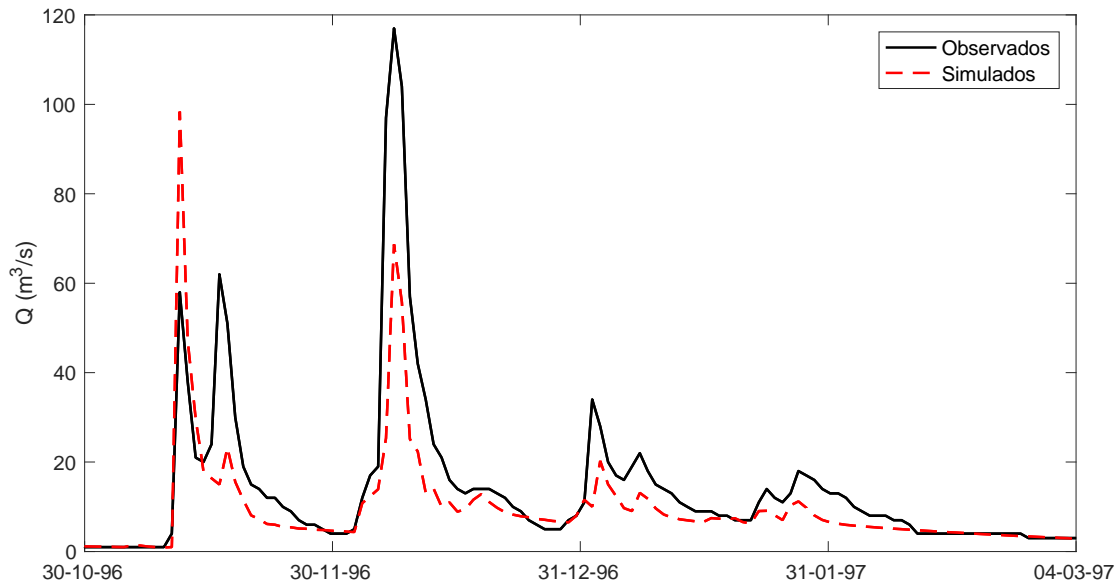


Figura 7.14. Ajuste de la curva de recesión de caudal (calibración) para la cuenca del Tordera en la estación de aforo de Can Simò (30/10/1996 – 04/03/1997).

Nuevamente se observa que el modelo es capaz de simular la curva de recesión con cierto grado de fiabilidad. El caudal base se simula correctamente y nuevamente se observan algunas dificultades para reproducir las puntas de caudal.

7.1.3.2 Validación del modelo hidrológico de la cuenca de la Tordera

El proceso de validación también se realizó en la estación de Can Simó usando el mismo set de datos de la calibración la tabla 7.4. A continuación, la figura 7.15 muestra las curvas simuladas y observadas para validación del modelo hidrológico en la estación de aforo.

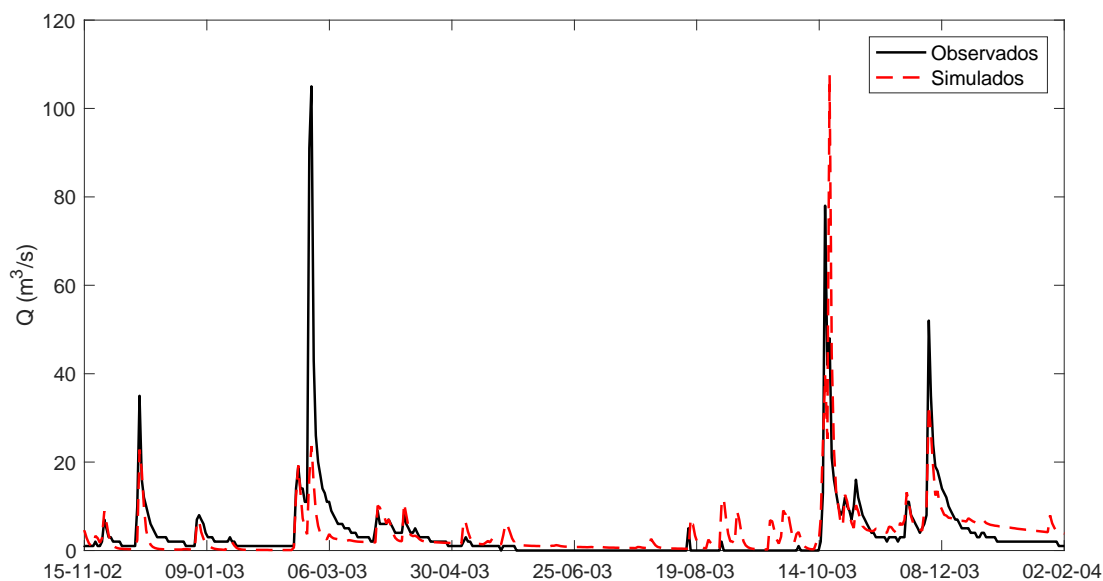


Figura 7.15. Validación del modelo hidrológico para la cuenca de la Tordera en la estación de aforo de Can Simó (15/11/2002 – 02/02/2004).

En la figura se observa la curva simulada para la validación del modelo hidrológico en la estación de aforo de Can Simó. El ajuste no es particularmente fiable y se presentan algunas inconsistencias en las puntas de caudal como ya se ha observado en las figuras anteriores. Sin embargo, como se vera en la tabla 7.6, el volumen total simulado obtenido para dicho período es bastante similar al observado.

Tabla 7.6. Valores encontrados para la validación del modelo hidrológico en la cuenca de la Tordera para el período histórico comprendido entre el 15/11/2002 y el 02/02/2004.

	Volumen (hm ³)	Error estimación (%)
Observado	159.4	-2.4%
Simulado	155.6	

Se observa que el modelo esta subestimando el valor observado en un 2.4% lo que se considera como una aproximación bastante buena de los valores simulados.

La figura 7.16 muestra la curva de recesión de caudal para la validación del modelo hidrológico en la estación de aforo de Can Simó. En este caso el modelo simula la curva de recesión con bastante precisión y fiabilidad. Se observan nuevamente las típicas inconsistencias en algunas puntas de caudal.

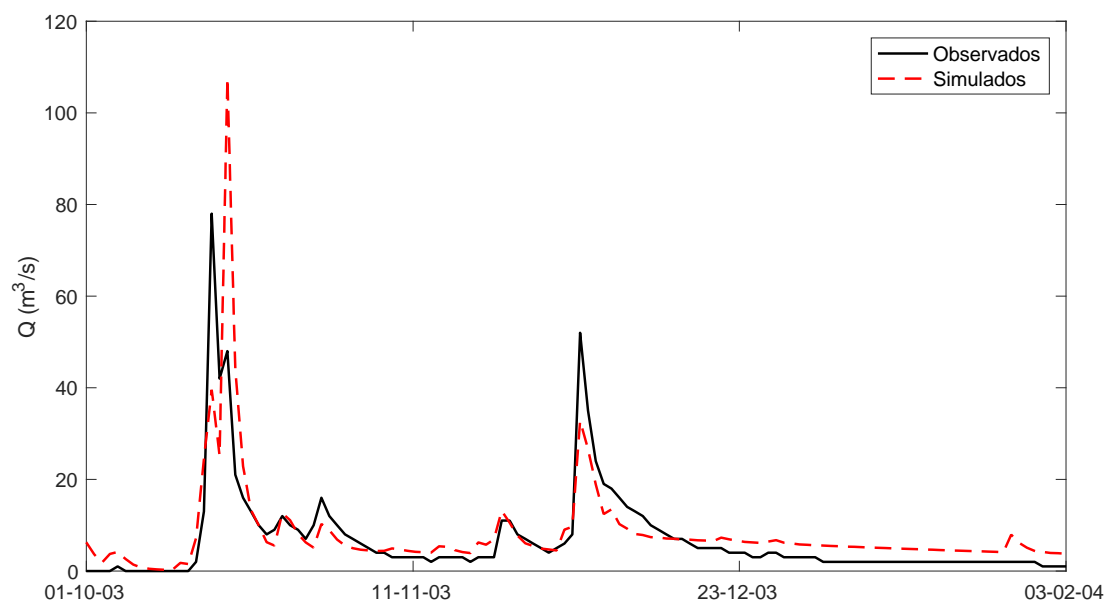


Figura 7.16. Ajuste de la curva de recesión de caudal (validación) para la cuenca del Tordera en la estación de aforo de Can Simó (01/10/2003 – 03/02/2004).

7.1.4 Evaluación de la eficiencia del modelo hidrológico en Fluvà y Tordera

A modo de evaluar la eficiencia del modelo hidrológico, se aplicó la estadística descriptiva mencionada el capítulo 2 (apartado 2.9). La tabla 7.7 muestra los valores encontrados para las calibraciones y validaciones del modelo hidrológico de la cuenca del Fluvà y la Tordera. Para la cuenca del Fluvà, los estadísticos se obtienen a partir de los datos de aforo de la estación de Garrigàs. Para el caso de la cuenca de la Tordera los datos utilizados fueron los de la estación de aforo de Can Simó.

Tabla 7.7. Valores estadísticos para la evaluar la eficiencia en calibración y validación del modelo hidrológico en las cuencas en estudio.

Estadístico	Calibración		Validación	
	Fluvia	Tordera	Fluvià	Tordera
Nash (modificado) – NSE_1	0.8	0.6	0.6	0.6
Nash - NSE	-0.3	0.7	0.6	0.4
Coeficiente de determinación (R^2)	0.7	0.7	0.6	0.5
$RSME$	19.6	7.0	8.7	15.7
Volumen observado (hm^3)	656.3	295.3	275.4	159.4
Volumen simulado (hm^3)	731.9	264.1	270.7	155.6
Diferencia en volumen (%)	+11.5	-10.5	-1.9	-2.4

Para el caso del coeficiente NSE el modelo funciona en términos aceptables. Los valores para calibración y validación están por sobre un 0.5, llegando en Fluvia a un 0.8. Por otro lado, el Coeficiente de Determinación (CD) también presenta valores aceptables para los casos de estudio, siguiendo el mismo comportamiento que el índice NSE .

Si se toma en cuenta la Suma del Error Medio Cuadrático ($RMSE$) se obtienen algunos valores bastante altos de error. Esto se explica nuevamente por los picos que han sido sobreestimados o subestimados por el modelo hidrológico. Se genera un aumento significativo del $RMSE$ debido a su formulación (ver capítulo 2, formulación 2.11), ya que elevar al cuadrado la diferencia entre los datos simulados y observados, produce que el valor de error crezca con valores altos (puntas del hidrograma). En la medida que las puntas de caudal sean más elevadas, esta estimación del error será también elevada. Un $RMSE$ alto, para el caso específico de estudio y los objetivos planteados en la tesis, no indica una baja eficiencia del modelo hidrológico.

Como ya se mencionó anteriormente, probablemente la diferencias en las puntas del hidrograma se deba principalmente al tipo de medición del caudal (medida puntual del caudal en un instante del día) y a la distribución espacial de la lluvia que no puede ser totalmente captada por el modelo hidrológico. Esto puede generar errores de la medición que pueden no necesariamente ser representativos de la situación real.

En términos volumétricos, para el caso de la calibración y validación, los errores en volumen fueron no superiores al 10.5%. Desde el punto de vista volumétrico, estos errores esperados son aceptables, considerando el monto total calculado para un período de tiempo prolongado.

7.1.5 Sensibilidad observada de los parámetros del SMA

Durante el transcurso de la calibración del modelo hidrológico y la selección de parámetros, se observó el peso de cada uno de ellos en los resultados. A partir de aquí se definieron cuáles eran los más sensibles. Como ya se ha mencionado anteriormente, de los 18 parámetros de calibración del SMA, más de la mitad tienen un efecto limitado en la calibración. Por ejemplo, los valores iniciales del estado de saturación de los componentes (%), sólo tienen una influencia al inicio de la simulación y, por ende, como consejo de calibración, es mejor mantenerlos con un valor bajo (ver apartado 7.1.1). Esto implica que, al hacer simulaciones a largo plazo, es aconsejable descartar los primeros meses de la simulación, para evitar resultados que pueden estar condicionados por el desconocimiento de los estados iniciales del sistema.

Parámetros como el almacenamiento en la cobertura vegetal o la superficie del suelo (*Surface Storage* y *Canopy Storage*) tienen una influencia mayor que los mencionados en el párrafo anterior. Sin embargo, esta influencia no es tan marcada como los parámetros de infiltración, percolación, almacenaje y tensión del suelo (*Soil Infiltration*, *Soil Percolation*, *Soil Storage* y *Tension Storage*). Estos permiten básicamente mejorar la calibración de los picos de caudal y son fundamentales a la hora de encontrar una buena calibración del modelo hidrológico. Lo mismo sucede con los parámetros referentes a la percolación del agua subterránea (*Groundwater Percolation*) ya que estos forman parte del agua que se transmite desde una capa de agua subterránea a la otra y el agua que se puede perder hacia acuíferos más profundos, y que se considera como pérdidas en el modelo. Estos parámetros son útiles en la calibración del volumen total.

En el plano intermedio están parámetros que permiten una buena calibración del caudal base y la esorrentía diferida. Estos facilitan el ajuste para el volumen de agua que se mueve a nivel subterráneo y al mismo tiempo el ajuste del caudal base y la recesión del caudal una vez producido un evento de precipitación (*Groundwater Storages* y *Groundwater Coefficients*).

A continuación, en la figura 7.17 se presenta un esquema que caracteriza la sensibilidad de los distintos parámetros del modelo. La escala de colores va desde el celeste al rojo, representando el rojo la zona de mayor sensibilidad. Es importante mencionar que los parámetros no están agrupados por orden de importancia. La línea roja representa una zona de sensibilidad baja, la azul una zona de sensibilidad intermedia y la negra una zona de alta sensibilidad.

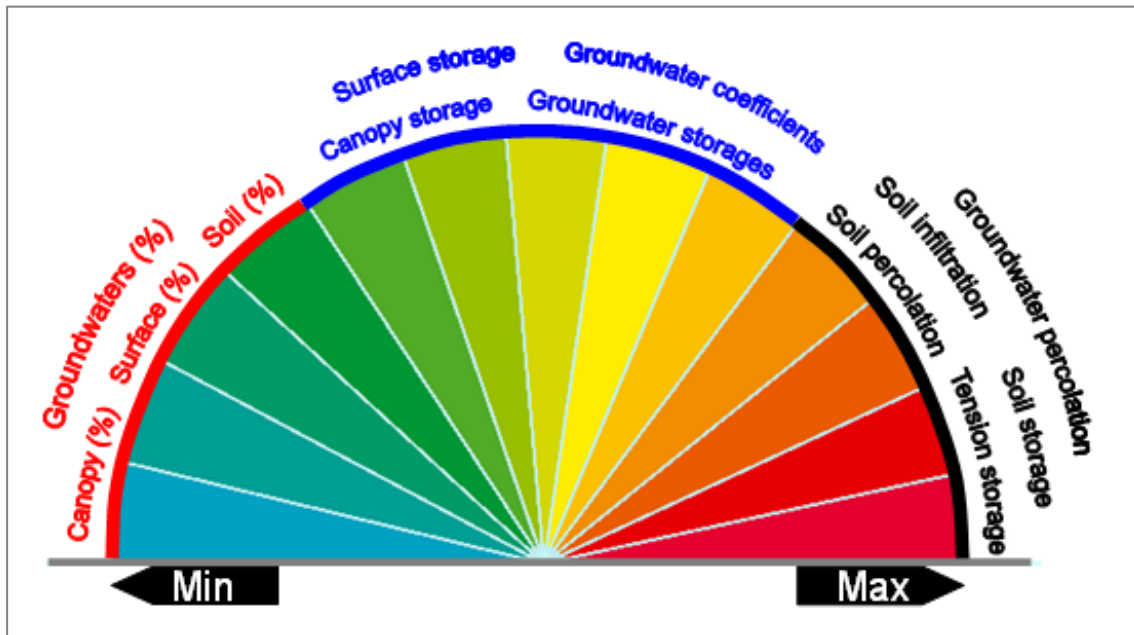
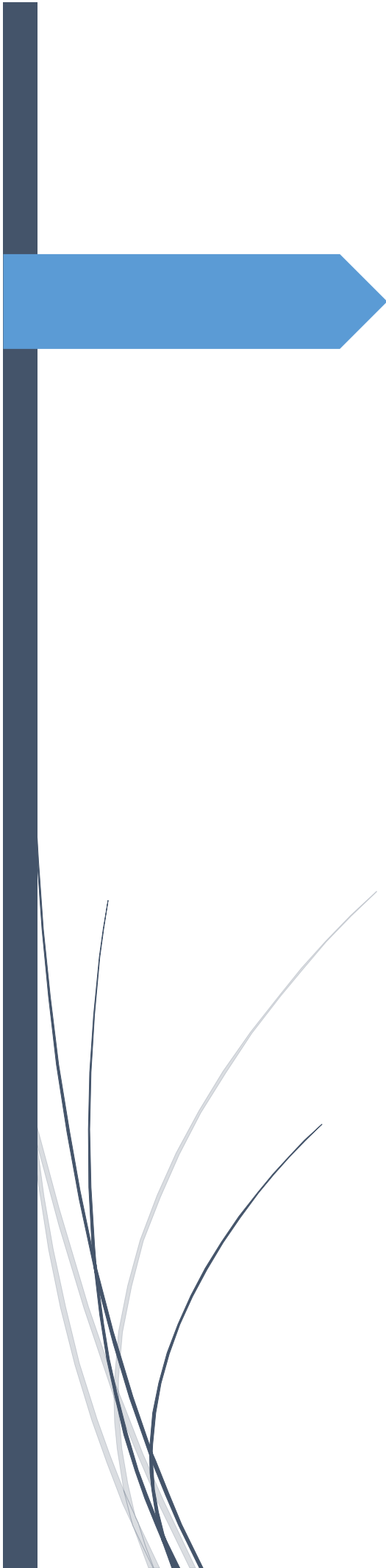


Figura 7.17. Sensibilidad de los parámetros en el SMA.

7.2 Referencias

Bennett, T. H. (1998). Development and application of a continuous soil moisture accounting algorithm for the Hydrologic Engineering Center Hydrologic Modeling System (HEC-HMS). University of California, Davis.

Borland, W. M. (1946). Flow over Rounded Crest Weirs (No. 219). US Department of the Interior, Bureau of Reclamation, Branch of Design and Construction.



CAPITULO 8.

Análisis y discusión de resultados

8.1 Cálculo de las aportaciones para el período histórico 1984 – 2008

Una vez realizada la calibración y validación del modelo para las cuencas analizadas, se aplicó el modelo hidrológico para los datos de precipitación del período 1984 – 2008. A través de este proceso se obtuvieron las aportaciones generadas para el período histórico de estudio. Esta información se utilizó para evaluar el cambio de las aportaciones calculadas en los horizontes futuros de predicción bajo los escenarios de Cambio Climático B1 y A2. A continuación se muestran las aportaciones calculadas para el período histórico en Fluvià y Tordera.

8.1.1 Cuenca del Fluvià

Las figuras 8.1 muestra la evolución de las aportaciones para la cuenca del Fluvià en el período histórico analizado.

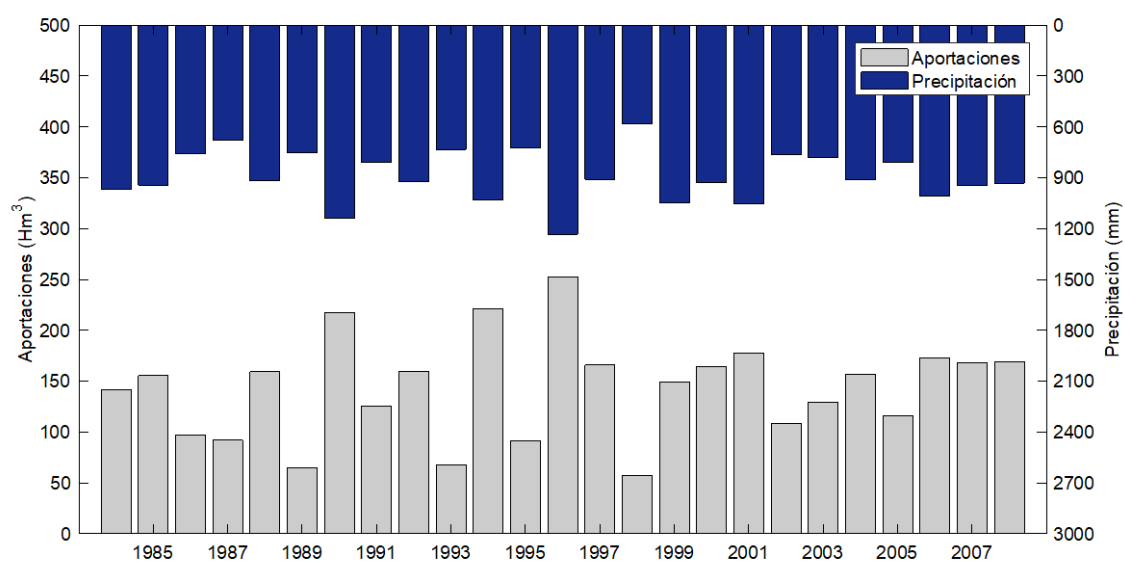


Figura 8.1. Aportaciones y precipitaciones anuales para el período histórico en cuenca del Fluvià (1984 – 2008).

Se observa que existe una variabilidad año a año, que sigue la tendencia de la precipitación y los períodos de sequía registrados en dicho período histórico. Sin embargo, es imposible definir una tendencia, debido a que la duración del período analizado no es suficientemente larga para afirmar la presencia de variaciones claramente observables de las aportaciones.

La figura 8.2 muestra más claramente la variabilidad registrada cada año en la cuenca.

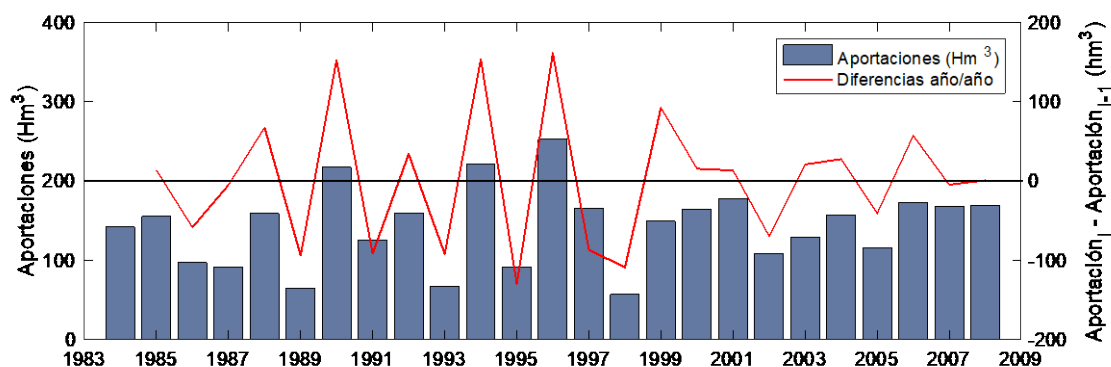


Figura 8.2. Aportaciones anuales para el período histórico para la cuenca del Fluvià, y las diferencias interanuales de las aportaciones (en valor absoluto).

En la figura 8.2 la línea roja representa la resta de la aportación del $año_i$ menos el $año_{i-1}$. Se observa cómo existe una diferencia marcada de las aportaciones especialmente entre los años 1988 y 1998. Estas oscilaciones podrían deberse al tipo de meteorología presente en la zona, como podrían ser años muy secos que derivaría en bajas aportaciones. A diferencia de lo observado en la cuenca de la Tordera, como se verá más adelante, no parece existir una alta influencia del agua subterránea (acuíferos), lo que permita hacer estas oscilaciones menos marcadas.

8.1.2 Cuenca de la Tordera

La figura 8.3 muestra la evolución de las aportaciones para la cuenca de la Tordera en el período histórico analizado.

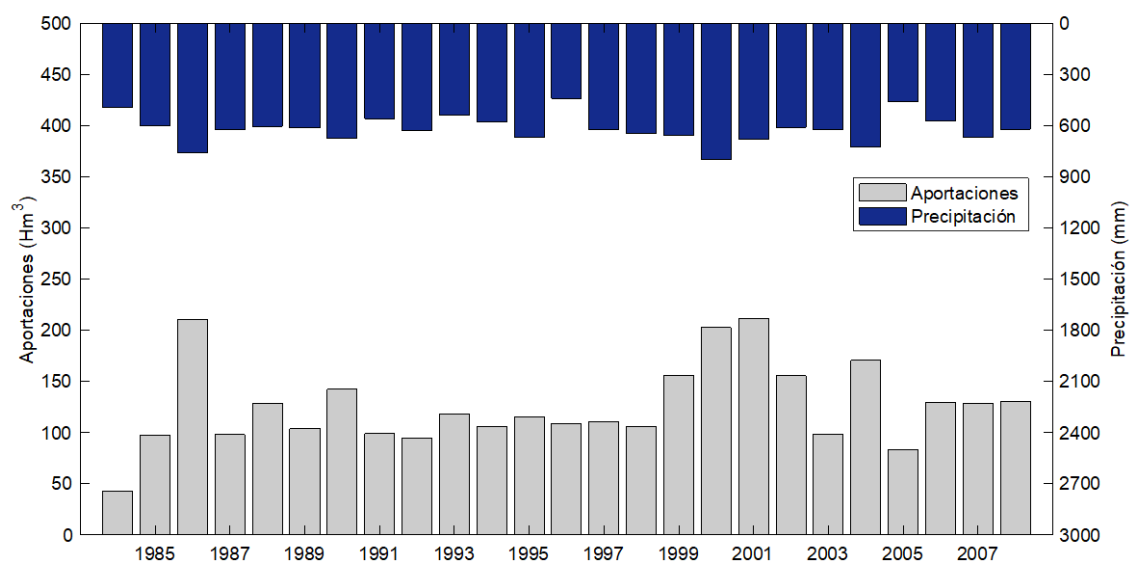


Figura 8.3. Aportaciones y precipitaciones anuales para el período histórico en cuenca de la Tordera (1984 – 2008).

La cuenca de la Tordera tiende a tener una condición más estable que en la cuenca del Fluvià en relación a las aportaciones. Fluvià posee picos altos y bajos de un año a otro, lo que no es comúnmente observable en la cuenca de la Tordera. Este fenómeno podría deberse por un lado a regímenes de precipitación distintos en ambas cuencas y también por la posible influencia del acuífero de la cuenca de la Tordera en un comportamiento más estable del régimen de caudales. Lo anterior puede verse confirmado a través de la figura 8.4, donde se puede ver que la línea roja representa la resta de la aportación del $año_i$ menos el $año_{i-1}$.

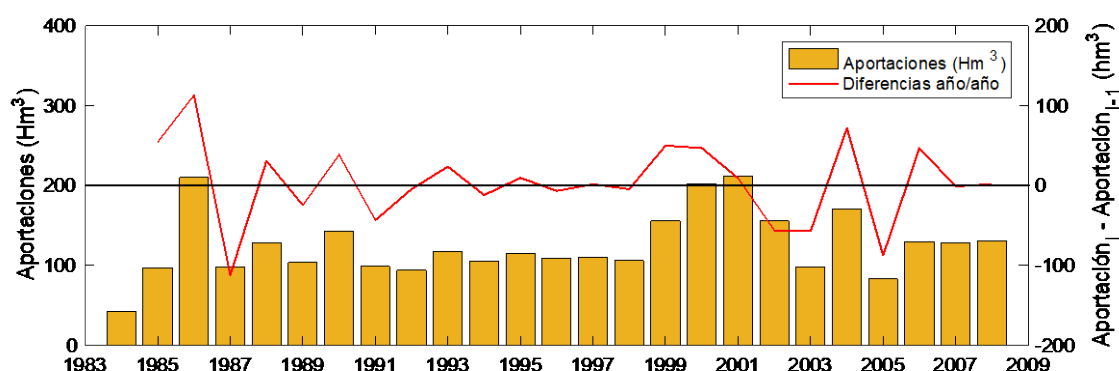


Figura 8.4. Aportaciones anuales para el período histórico para la cuenca de la Tordera, y las diferencias interanuales de las aportaciones (en valor absoluto).

Para el caso de la cuenca de la Tordera las diferencias tienden a ser más estables de un año a otro (línea roja), lo que podría estar indicando que el acuífero cumple una función reguladora en las aportaciones. Adicionalmente, la curva tiene una menor oscilación que lo observado para la cuenca del Fluvià (figura 8.2) donde se aprecian oscilaciones más marcadas, especialmente entre los años 1988 y 1999. Estas oscilaciones estarían indicando el estado del sistema hídrico año a año, siendo positivas cuando el año actual se mantiene más húmedo que el año anterior.

8.2 Cálculo de las aportaciones para los escenarios B1 y A2 para el horizonte de proyección 2000 – 2050

Las series de precipitación y temperaturas sintéticas generadas a partir del escalado del GCM (ECHAM5) para el horizonte de proyección 2000 – 2050 y bajo los escenarios de Cambio Climático B1 y A2, fueron ingresadas al modelo hidrológico (previamente calibrado y validado) a fin de calcular las aportaciones para las cuencas en estudio. Estos resultados fueron comparados con los valores generados para el período histórico. Adicionalmente se evaluó el balance total de la variación de las aportaciones con respecto a las aportaciones históricas considerando los cambios en precipitación

para los diferentes escenarios y horizontes de proyección. A continuación, se muestran los resultados de estas simulaciones.

8.2.1 Cuenca del Fluvà

La figura 8.5 muestra las aportaciones calculadas por el modelo hidrológico construido para la cuenca del Fluvà bajos los escenarios de cambio climático B1 y A2. Se presenta primero en azul el período histórico y en amarillo la proyección futura.

La figura muestra las aportaciones calculadas para el horizonte de proyección 2000 – 2050 para el escenario de Cambio Climático B1 y A2 comparadas con el período histórico.

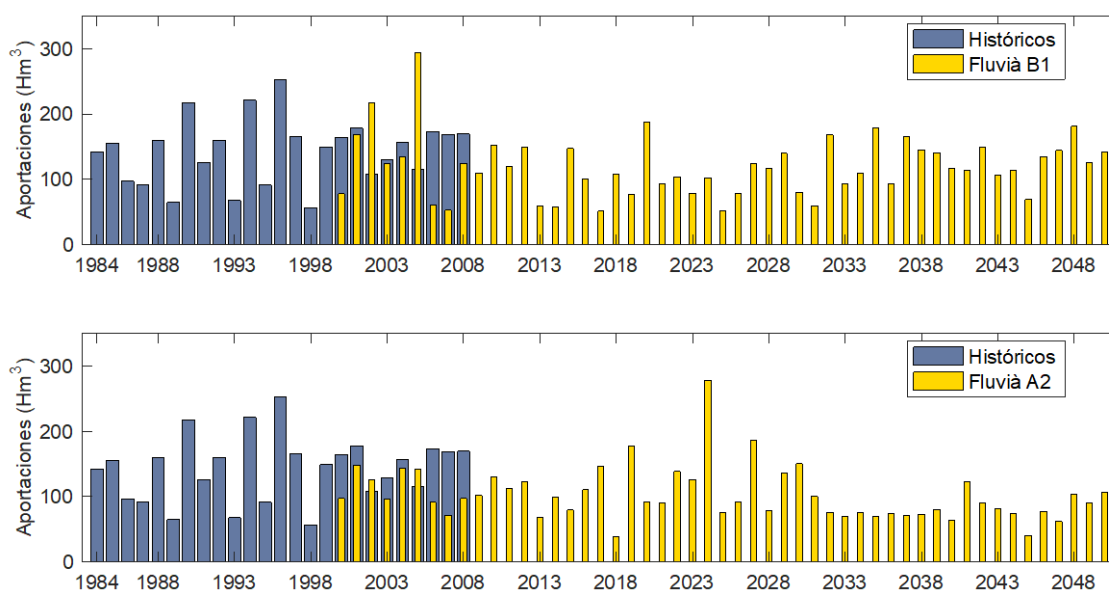


Figura 8.5. Aportaciones anuales para el período histórico y para el horizonte de predicción 2000 – 2050, bajo escenarios de Cambio Climático B1 y A2, en la cuenca del Fluvà.

A simple vista se observa una leve disminución de las aportaciones a través de los años, con períodos de aumento y disminución que condicionan la tendencia de las

aportaciones. La tabla 8.1 muestra un resumen de los valores medios de las aportaciones y la precipitación para los años analizados (período histórico y futuro).

Tabla 8.1. Aportaciones medias anuales en la cuenca del Fluvà per el període històric i els escenaris de Canvi Climàtic.

	Fluvà		
	Històrics*	B1**	A2**
Precipitació mitjana anual (Hm³)	891.8	869.1	803.3
Aportació mitjana anual (Hm³)	143.3	119.4	102.9
Recarga mitjana anual (Hm³)	245.5	238.7	191.5

* Dades generades per al període històric 1984-2008

** Dades generades per al període 2000-2050

Como se observa en la tabla 8.1, existe una disminución clara de las aportaciones medias anuales para ambos escenarios de Cambio Climático (B1 y A2). En la tabla 8.2 se presentan las disminuciones en valor porcentual.

Las disminuciones de las aportaciones en la cuenca del Fluvà van desde un 16.7% hasta un 28.2% en el horizonte de proyección 2000 – 2050 (tabla 8.2). Se observa que los valores mayores de disminución corresponden al escenario A2, lo que ratifica a este escenario como el más severo.

Tabla 8.2. Variación porcentual de las aportaciones y la recarga en función del período histórico para los escenarios de Cambio Climático para la cuenca del Fluvà.

	Fluvà	
	B1	A2
Precipitación media anual (%)	-2.5	-9.9
Aportación media anual (%)	-16.7	-28.2
Recarga media anual (Hm³)	-2.8	-21.9

La disminución de las aportaciones por un lado es dependiente de la precipitación, y por otro lado del comportamiento del sistema hidrológico en sí (cuenca). Si bien es cierto que la precipitación, su distribución espacial y temporal, juega un rol muy importante en las aportaciones, también las características físicas de la cuenca (tamaño, topografía, cubierta vegetal, procesos de infiltración y percolación, tipo de suelo y contenido de humedad, ausencia y presencia de acuíferos) tiene una influencia muy importante en el ciclo hidrológico de ésta. Por ejemplo, se observa claramente que con disminuciones de la lluvia entre un 2.5 – 9.9%, se obtienen disminuciones en aportaciones que van de un 16.7% a un 28.2% en los escenarios estudiados. De aquí se infiere que la cuenca estaría amplificando los efectos de la disminución de la lluvia en la producción de aportaciones. Sin embargo, como ya se ha observado en ensayos adicionales realizados en este estudio, la variación es sensible a la metodología utilizada en la generación de datos de lluvia y en la metodología utilizada para el cálculo de la evapotranspiración. Ambas componentes gobiernan en gran medida la generación de aportaciones para cualquier cuenca de estudio.

Por otra parte, los procesos que se producen en el suelo y subsuelo, no son lineales y por lo tanto, el movimiento del agua dentro de la matriz del suelo transcurre en una escala de tiempo mucho más larga. Estos procesos podrían verse alterados por los cambios en la precipitación, influyendo así en las aportaciones subterráneas, que también son parte del cálculo final de las aportaciones.

8.2.2 Cuenca de la Tordera

La figura 8.5 muestra la variación de las aportaciones observadas en la cuenca de la Tordera para el período histórico y las proyecciones de Cambio Climático. Aquí, como en el caso de la cuenca del Fluvià, también se observa una alta variabilidad de las aportaciones para el período futuro de cambio (2000 – 2050).

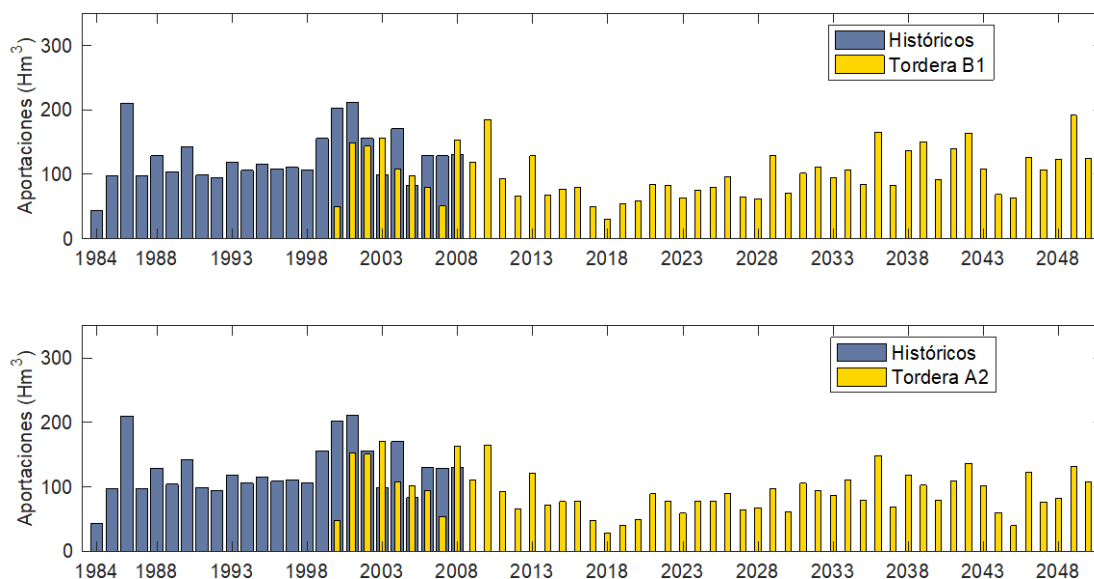


Figura 8.6. Aportaciones anuales para el período histórico y para el horizonte de predicción 2000 – 2050, bajo escenarios de Cambio Climático B1 y A2, en la cuenca de la Tordera.

En ambos escenarios (B1 y A2) se observa una leve disminución de las aportaciones para los escenarios de cambio climático, siendo el escenario A2 el más significativo. A diferencia de lo observado en la cuenca del Fluvià (figura 8.5), las aportaciones futuras tienden a tener una mayor estabilidad a través de los años. Esto podría estar condicionado por la presencia del acuífero en la zona baja de la cuenca de la Tordera.

La tabla 8.3 muestra la variación media anual de las aportaciones observadas para los períodos analizados en ambos escenarios de cambio.

Tabla 8.3. Aportaciones medias anuales en la cuenca de la Tordera para el período histórico y los escenarios de Cambio Climático.

	Tordera		
	Históricos*	B1**	A2**
Precipitación media anual (Hm³)	618.9	592.9	549.8
Aportación media anual (Hm³)	125.8	100.8	92.3
Recarga media anual (Hm³)	86.4	63.5	59.7

* Datos generados para el período histórico 1984 – 2008

** Datos generados para el período 2000 – 2050

La cuenca de la Tordera también presenta disminuciones de las aportaciones bajo ambos escenarios de cambio, siendo el escenario A2 el más severo. La tabla 8.4 muestra las variaciones porcentuales de las aportaciones, la recarga y la precipitación, en función del valor histórico.

Nuevamente se observa el efecto amplificador de la cuenca con respecto a la disminución de las aportaciones. Con valores de disminución de la precipitación media de entre 4.2 y 11.2%, las aportaciones disminuyen entre un 19.9 y 26.6%.

Se observa claramente que en la cuenca de la Tordera existe una disminución de la recarga como efecto del escenario de cambio climático utilizado. Este proceso ocurre para ambos escenarios.

Tabla 8.4. Variación porcentual de las aportaciones y la recarga en función del período histórico para los escenarios de Cambio Climático en la cuenca de la Tordera.

	Tordera	
	B1	A2
Precipitación media anual (%)	-4.2	-11.2
Aportación media anual (%)	-19.9	-26.6
Recarga media anual (Hm³)	-26.5	-30.9

Por otra parte, la diferencia entre escenarios es mínima, produciéndose sólo una disminución de un 5% entre los escenarios B1 y A2. Esto podría deberse a la acción reguladora del acuífero presente en la cuenca, el cual es capaz de suavizar los cambios directos provocados por la disminución de las precipitaciones previamente incluidas en los escenarios de cambio. Esta atenuación también se produce para las aportaciones entre ambos escenarios de Cambio Climático (B1 y A2). La dinámica temporal de la escorrentía superficial y subterránea varía considerablemente en estos casos. Mientras la escorrentía superficial es relativamente instantánea ante un evento de lluvia (dependiendo de las condiciones de saturación del suelo), la dinámica de la escorrentía subterránea es mucho más lenta, lo que genera que el tránsito del agua desde el sistema hídrico hacia los cauces principales pueda tomar meses, o incluso años.

El efecto más marcado de aumentos en las temperaturas, disminución de la lluvia o mayor probabilidad de ocurrencia de sequías, podría afectar más directamente lo que sucede con la escorrentía superficial, a diferencia de lo que sucede con el agua subterránea. De esto se puede inferir que el Cambio Climático proyectado en los escenarios analizados, tiende a influir en menor medida en el agua subterránea, incluso a ser nulo su efecto, como sucede en el escenario B1 en la cuenca del Fluvià. Sin embargo, el efecto podría ser igual de severo a largo plazo, es decir, la disminución de agua superficial en el futuro podría propiciar el aumento de la extracción de agua subterránea, lo que derivaría en una disminución de ésta indirectamente.

8.3 Cálculo de las aportaciones medias mensuales en la cuenca del Fluvià y la Tordera para el período histórico y futuro (B1 y A2)

En las figuras siguientes se observan las aportaciones medias mensuales para la cuenca del Fluvià y de la Tordera para los escenarios de Cambio Climático (B1 y A2) en el horizonte de proyección 2000 – 2050. Dichas aportaciones fueron contrastadas con las obtenidas para el período histórico (1984 – 2008). El análisis se centra principalmente en evaluar cómo varían las aportaciones tomando como consideración la estación del año en la cual se producen.

Como ya se mencionó en la metodología del presente trabajo de tesis, una de las características más peculiares de ambas áreas de estudio es que las mayores precipitaciones se dan en otoño, siendo el invierno una estación con bajas precipitaciones, ligeramente por encima del verano y la primavera. Esta condición es característica de esta zona mediterránea para el caso de la cuenca de la Tordera, producto de la cercanía del mar Mediterráneo (condición anticiclónica y orográfica) y por otra parte también las fuertes influencias de clima de montaña en la cuenca del Fluvià debido a que su cabecera se encuentra en el Pirineo Oriental.

8.3.1 Cuenca del Fluvià

La figura 8.7 muestra la evolución media mensual de las aportaciones para el período histórico y futuro en la cuenca del Fluvià.

Se observa que mayoritariamente las aportaciones mensuales medias son mayores para el período histórico que los escenarios de Cambio Climático (B1 y A2). Se observa que en verano se producen las mayores variaciones, lo que coincide con la época de altas temperaturas (figura 8.8).

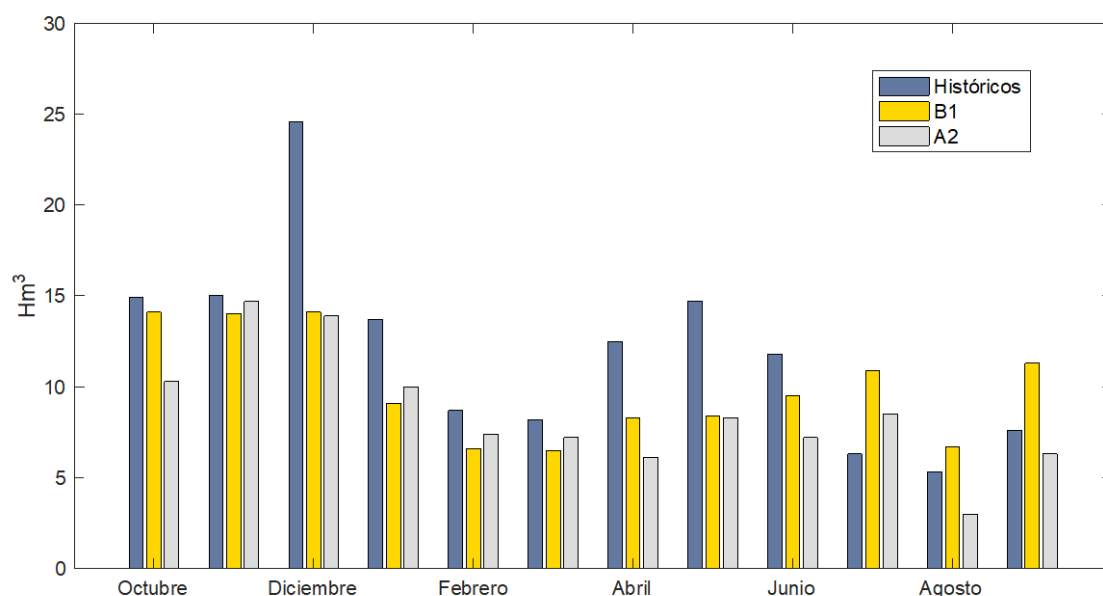


Figura 8.7. Comparación de aportaciones mensuales históricas y para los escenarios B1 y A2 en la cuenca del Fluvià.

Es interesante observar que, en los meses de julio, agosto y septiembre para el caso de la cuenca del Fluvià, en el escenario B1, las aportaciones son menores en el período histórico (figura 8.7). Esto puede deberse a variaciones temporales de la precipitación en dichos meses. Como se verá más adelante, la variación temporal cumple un rol importante en la retención de humedad del suelo.

Es esperable que las menores aportaciones se obtengan en los meses de verano y primavera, dado que en este período el suelo se ha visto expuesto a un mayor desecamiento.

Adicionalmente, la presencia de tormentas de alta intensidad en otoño puede generar cambios en las aportaciones para esos meses. Sin embargo, como se verá más adelante, los períodos secos pueden condicionar considerablemente la generación de aportaciones totales al final del período.

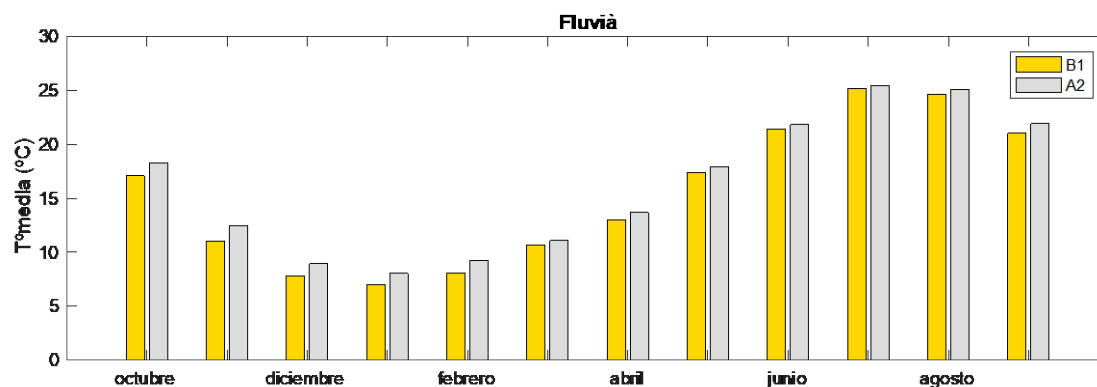


Figura 8.8. Temperatura media mensual para la cuenca del Fluvià bajo los escenarios B1 y A2.

Es importante entender cómo el tipo de lluvia y la cantidad pueden hacer variar el sistema hídrico en su conjunto, condicionando principalmente la producción de agua. Esta variación puede ser observada a través de estas figuras ya que agrupa las aportaciones por mes, permitiendo al observador, tomando como referencia las condiciones climatológicas de la zona, evaluar cómo estas afectan la generación de aportaciones.

8.3.2 Cuenca de la Tordera

La figura 8.9 muestra la evolución media mensual de las aportaciones para el período histórico y futuro en la cuenca de la Tordera

En el caso de la Tordera, se observa una situación un tanto diferente a lo observado en la cuenca del Fluvià, las variaciones de las aportaciones mensuales medias son menos marcadas. Esto podría deberse principalmente al efecto del acuífero en parte de la cuenca de la Tordera, que funciona como un regulador natural del sistema hidrológico.

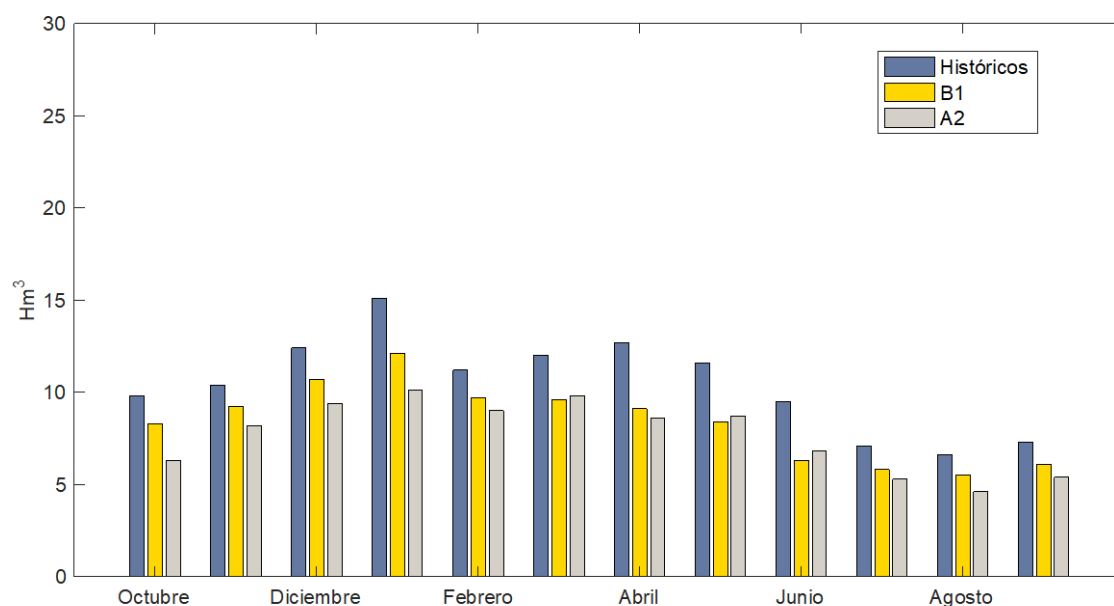


Figura 8.9. Comparación de aportaciones mensuales históricas y para los escenarios B1 y A2 en la cuenca de la Tordera.

Aquí la tendencia es que el escenario A2 genera menos aportaciones que el B1. Esto es esperable debido a que este escenario es el más severo de los dos evaluados. Para el caso de la precipitación, el escenario A2 presentó una disminución media anual de 7.6% con respecto al escenario B1 (679.6 mm).

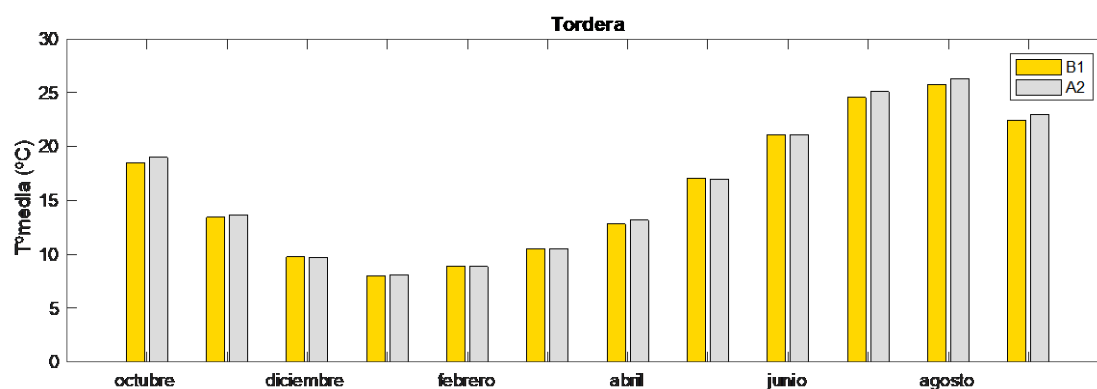


Figura 8.10. Temperatura media mensual para la cuenca de la Tordera bajo los escenarios B1 y A2.

Al mismo tiempo la temperatura (figura 8.10) para el escenario A2 experimentó un leve aumento medio anual de 1.5% con respecto a la media observada del escenario B1 (16.0°C), lo que repercutirá en un aumento de la evapotranspiración y por ende mayores pérdidas de humedad del suelo.

Se observa también que la menor variación entre escenarios se presenta en los meses de invierno que es en el período donde se registran las menores precipitaciones. Sin embargo, también se observa que en estos mismos meses se registran las máximas aportaciones. Nuevamente en este punto podría inferirse que existe una influencia del acuífero que en su función reguladora dentro de la cuenca genera pulsos de caudal que son registrados meses después de ocurrida la precipitación. Esta condición de aportación subterránea diferida podría influir en tener aportaciones de caudal altas en los meses posteriores al otoño. No hay que olvidar que los cauces de río pueden ganar o perder agua desde el acuífero. En general muchos cauces representan situaciones mixtas, en los cuales las pérdidas y ganancias se producen de manera constante. Adicionalmente estos flujos entre acuífero y cauce pueden variar estacionalmente en función del nivel freático. Bajo condiciones normales, el acuífero contribuye al agua superficial en la mayoría de situaciones fisiográficas y climáticas (Alley et al., 1999).

8.4 Comparación de la distribución de caudales en las cuencas del Fluvial y la Tordera para el período histórico y los escenarios futuros de cambio climático (B1 y A2)

El poder analizar la variación del régimen de caudales también genera expectativas bajo escenarios de Cambio Climático. Aun cuando las proyecciones de cambio son imprecisas para la precipitación, sí es esperable que exista una variación y distribución de ésta distinta a la que ocurre en la actualidad. Según las proyecciones del *IPCC* (2007) las perturbaciones en la atmósfera generadas por el calentamiento global favorecerán fenómenos de precipitación más intensos y de menos duración. A partir de aquí son esperables fenómenos de inundaciones más intensos. Si bien es cierto que esto puede generar altas tasas de precipitación, aún no se conoce con exactitud si esto generará un aumento o disminución de las aportaciones. Parte de este trabajo está en evaluar

cómo estos fenómenos podrían influenciar los cambios en las aportaciones. Estas observaciones han sido nuevamente confirmadas por las últimas proyecciones propuestas por el *IPCC* (2013).

Como ya se habló en capítulos anteriores, la precipitación y su comportamiento, representa uno de los principales factores de afectación del ciclo hidrológico, generando respuestas hidrológicas diferentes que, al mismo tiempo, se ven influenciadas por el tipo de cuenca. Cada cuenca tiene una respuesta hidrológica distinta, la cual se ve influenciada en primer lugar por el tipo y cantidad de precipitación que cae sobre ésta. Esta respuesta genera una distribución de caudales que es consecuencia de la precipitación y de la cuenca. A continuación, se evalúan los cambios en la distribución de caudales entre el escenario histórico y los escenarios de Cambio Climático (B1 y A2)

8.4.1 Cuenca del Fluvà

La figura 8.11 muestra la distribución por rangos de los caudales medios diarios (m^3/s) en la cuenca del Fluvà para los escenarios B1 y A2 de Cambio Climático en el horizonte de proyección 2000 – 2050. Estos resultados fueron comparados con la distribución de caudales de los 25 años históricos (1984 – 2008).

Se observa que para los caudales pertenecientes al intervalo 0 – 4 m^3/s existe un aumento para ambos escenarios de Cambio Climático. Si para el rango de caudales de 0 – 4 m^3/s , el periodo histórico presentaba un 71% del total de caudales, en el caso de los escenarios de Cambio Climático (B1 y A2) este valor representa entre un 82 y un 86%. Este cambio porcentual indicaría una nueva distribución de caudales para escenarios de cambio futuros. Adicionalmente se observa que en el intervalo 1.5 – 4 m^3/s es donde se agrupan la mayor cantidad de caudales para el período histórico y los escenarios futuros de cambio (46% para el periodo histórico, 46% para el escenario B1 y 43% para el escenario A2). A partir del intervalo 5 – 9 m^3/s se produce una mayor ocurrencia de caudales pertenecientes al período histórico (29%) evidenciando que para los escenarios estudiados no existe un aumento de caudales extremos (entre 13 y 18%). Esto podría deberse a que la serie de datos de precipitación generados, datos a escala diaria, no ha presentado fenómenos extremos que luego se traduzcan en una mayor

ocurrencia de caudales extremos. Si se pudiera trabajar con datos de precipitación a escala horaria, tal vez se apreciarían otros comportamientos con valores extremos mayores, y que dadas las relativamente pequeñas dimensiones de nuestras cuencas podrían influir en la distribución de caudales. Nuevamente el horizonte A2 presenta las mayores disminuciones.

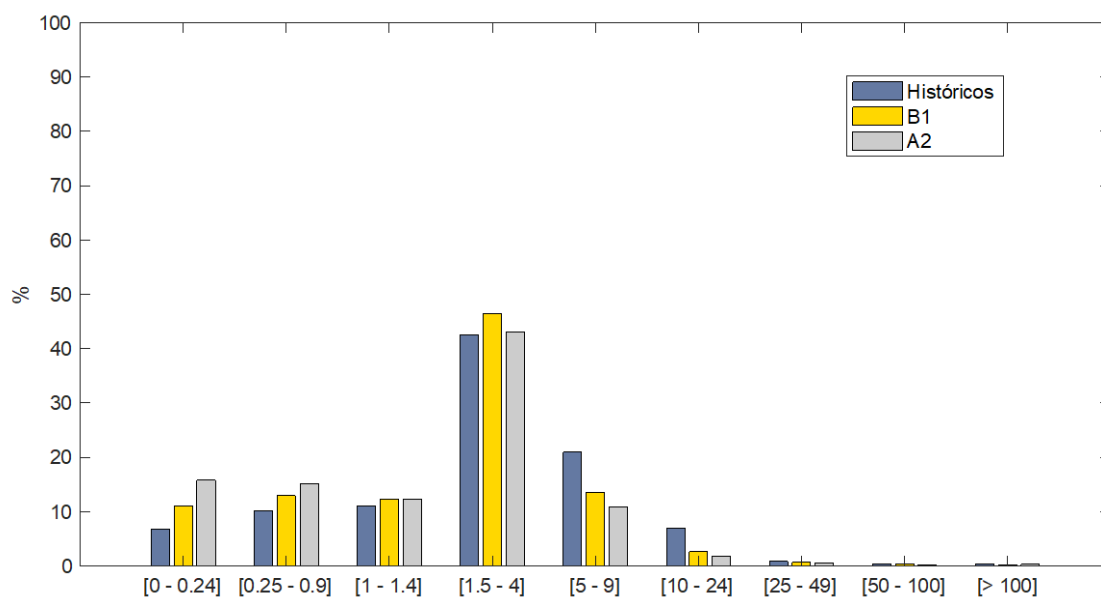


Figura 8.11. Distribución de caudales diarios históricos y para los escenarios B1 y A2 en la cuenca del Fluvià (intervalos en m³/s).

8.4.2 Cuenca de la Tordera

La cuenca de la Tordera (figura 8.12) presenta una situación un tanto distinta a lo que ocurre en la cuenca del Fluvià (figura 8.11).

La figura muestra que la mayoría del caudal se agrupa en el intervalo 1.5 – 4 m³/s como ocurre en el Fluvià (40, 56 y 56%), pero existen unas diferencias en relación a lo que ocurre con los caudales más bajos. Para el caso de la cuenca de la Tordera, el número de caudales bajos es mayor en el período histórico, dominando notablemente en el intervalo 0 – 0.9 m³/s (29%) a los caudales registrados para ambos escenarios de Cambio Climático (16 y 17%).

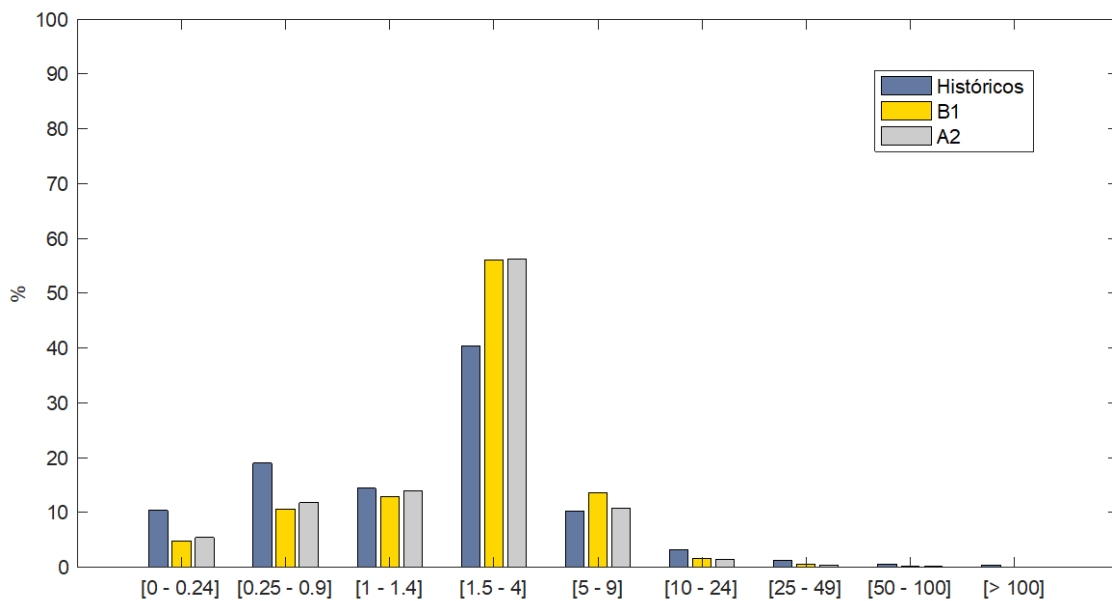


Figura 8.12. Distribución de caudales diarios históricos y para los escenarios B1 y A2 en la cuenca de la Tordera (intervalos en m³/s).

Adicionalmente, a diferencia de lo que sucede en el Fluvià, la mayor presencia de caudales para los escenarios futuros de cambio solo se produce en el intervalo 1.5 -9 m³/s, siendo nuevamente menores a partir del intervalo 10 – 24 m³/s evidenciando que no existe un aumento de caudales extremos en la cuenca de la Tordera bajo los dos escenarios de Cambio Climático analizados en este estudio.

Las diferencias en la distribución de los caudales para el Fluvià y la Tordera podrían deberse principalmente a la presencia o ausencia de acuíferos en ambas cuencas. Como ya se sabe, la Tordera abarca gran parte de un acuífero que probablemente regula la distribución de caudales de manera distinta que el Fluvià. Esta acción reguladora podría causar diferencias en la respuesta hidrológica de la cuenca en términos de caudal base, afectando directamente esta distribución. Si consideramos estimaciones que definen que la contribución del agua subterránea en los cauces de un río medio puede llegar a ser de un 40 o 50% (Alley et al., 1999), podríamos perfectamente inferir que existe una influencia del acuífero en la regulación de los caudales en la cuenca de la Tordera. Al mismo tiempo, debido a que la zona baja de la Tordera posee una llanura de inundación amplia y explotada (extracción de agua para

consumo agrícola), es esperable que estas situaciones generen efectos en el régimen de caudales aguas abajo de la cuenca.

Como se mencionó anteriormente, el *IPCC* (2007) en su informe de Cambio Climático, proyecta un aumento de lluvias extremas y de corta duración, lo cual produciría crecidas y aumentos de caudales pico para la zona mediterránea. Sin embargo, bajo la metodología usada en este proyecto, este tipo de situaciones no han sido registradas en las simulaciones llevadas a cabo (trabajo a escala diaria). Posiblemente, la dificultad de proyectar la precipitación a escala local y diaria, producto de su alta variabilidad y aleatoriedad, hace que esta proyección sea difícil de evaluar en el modelo hidrológico. La mejora de los métodos de *downscaling*, y todos los procesos estadísticos y dinámicos que permiten proyectar la precipitación a nivel local y a escala de tiempo, permitirán evaluar con menos incertidumbre la aleatoriedad y variabilidad de la precipitación en el futuro.

8.5 Evaluación de la Evapotranspiración Potencial (ET_0) bajo diferentes metodologías de cálculo

El desarrollo del proyecto en etapas tempranas implementó metodologías que permitieron en primer lugar construir un modelo hidrológico estable y, en segundo lugar, obtener resultados con cierto grado de fiabilidad. Es así como en un principio el cálculo de la evapotranspiración se realizó de manera menos detallada, utilizando en el modelo la aplicación de una herramienta simple que permitía utilizar una evapotranspiración potencial mensual que podía ser obtenida a través de cualquiera de las formulaciones conocidas para la evapotranspiración.

Como ya se mencionó anteriormente, *HEC-HMS* provee dos metodologías para el cálculo de la evapotranspiración potencial en el modelo. Una de ellas corresponde a ingresar una evapotranspiración potencial mensual media, la cual es dividida por el número de días del mes teniendo el mismo valor diario para cada día del mes. Este método está diseñado principalmente para trabajar con datos de bandejas de

evaporación. La tasa de evapotranspiración es multiplicada por un coeficiente para obtener la evapotranspiración potencial final para cada mes. El coeficiente es normalmente usado para corregir el dato obtenido de la bandeja de evaporación para obtener un valor que refleje de mejor manera la situación de un cultivo. Esto genera que al ser una simplificación mensual se obtengan tasas de extracción constante durante todo el mes, lo que puede no ser reflejo de la situación real que ocurre en la cuenca (ver capítulo 4, formula 4.2).

La segunda metodología utilizada por *HEC-HMS* es la evapotranspiración calculada mediante el método de Priestley & Taylor (Capítulo 2, fórmula 2.4), el cual permite obtener valores diarios de evapotranspiración potencial a partir de variables como radiación solar, temperatura media y un coeficiente de cultivo (malla de ET_0). Existen algunas diferencias con el método anterior. En primer lugar, este método permite ingresar datos en mallas espaciales permitiendo obtener un valor de evapotranspiración por celda para un paso de tiempo específico (diario para el caso de estudio). Segundo, el cálculo y resolución de la ecuación de Priestley & Taylor es realizada internamente en *HEC-HMS*, lo que la diferencia del método anterior donde la evapotranspiración ha sido previamente calculada e introducía al modelo como una pérdida mensual.

Estas diferencias de cálculo generan resultados diferentes y provocan variaciones en el contenido de humedad del suelo, que en definitiva generan variaciones en el cálculo de las aportaciones. Esto puede ser observado en las figuras presentadas más adelante, las cuales permiten evaluar las diferencias existentes entre las dos metodologías de cálculo y de esta manera explicar algunas variaciones que pueden provocar en la valoración de las aportaciones finales.

Se evaluaron diferentes años para el período histórico y los horizontes de proyección de Cambio Climático en ambas cuencas de estudio. Esto permitió conocer las diferencias entre ambos métodos tomando como referencia un horizonte de tiempo más amplio. Se evaluó la diferencia para un año cualquiera del período histórico y los escenarios de Cambio Climático B1 y A2. Ambos métodos fueron comparados con el fin de determinar cómo cada método, para el cálculo de la evapotranspiración, computa las pérdidas que se producen en la cuenca una vez ocurrido un evento de precipitación. A partir de este análisis se evaluó si dichas rutinas de cálculo son diferentes y si ejercen algún tipo de influencia en el cálculo de los caudales diarios y por ende, en el computo

final de las aportaciones. La figura 8.13 muestra la ET_0 calculada en la cuenca del Fluvà para el año 2001 en el período histórico (1984 – 2008), para el año 2021 en el escenario de cambio B1 (2000 – 2050) y para el año 2031 en el escenario de cambio A2 (2000 – 2050), respectivamente.

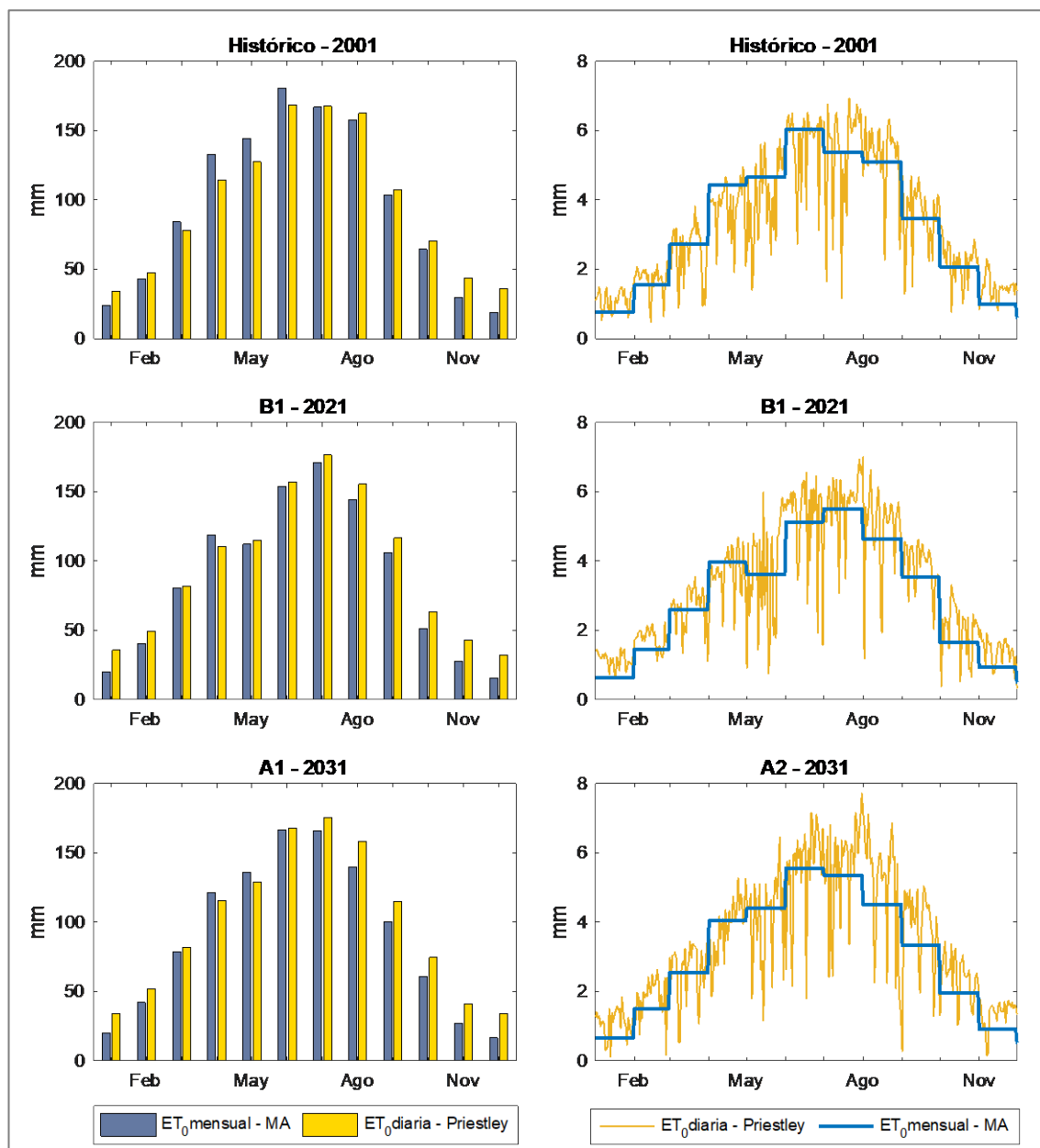


Figura 8.13. Comparación de la ET_0 mensual (Monthly Average) y diaria (Priestley) para el escenario histórico (2001), el escenario de cambio B1 (2021) y el escenario de cambio A2 (2031) en la cuenca del Fluvà.

Para el caso de la cuenca de la Tordera (figuras 8.14) se tomaron los años 2001 para el período histórico, 2025 para el escenario de cambio B1 y 2035 para el escenario de cambio A2.

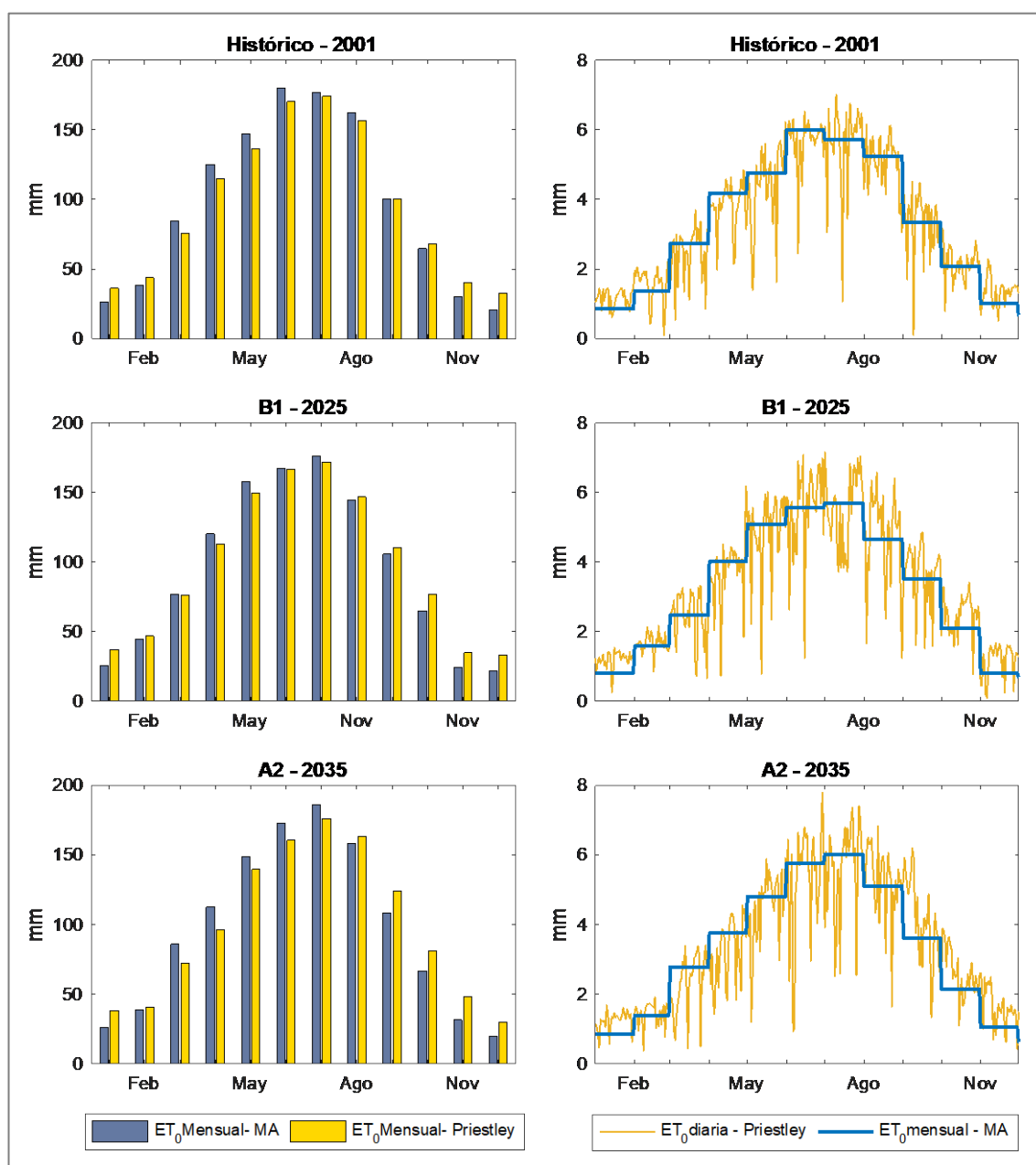


Figura 8.14. Comparación de la ET_0 mensual (Monthly Average) y diaria (Priestley) para el escenario histórico (2001), el escenario de cambio B1 (2025) y el escenario de cambio A2 (2035) en la cuenca de la Tordera.

La selección de los años analizados no cumplió ningún requisito previo de selección, solo se llevó a cabo aleatoriamente a fin de caracterizar como se comportaba la evapotranspiración bajo dos metodologías diferentes para un año cualquiera.

Las figuras permiten evaluar, por un lado, la evapotranspiración diaria y adicionalmente el monto evapotranspirado mensualmente. Ambas metodologías presentan resultados que parecen dispares a escala diaria pero bastante similares a escala mensual. Se observa que para cada mes el método de la media mensual (*Monthly Average*) genera un valor de evapotranspiración constante que no se asemeja a los valores diarios generados bajo la metodología de Priestley & Taylor. Esto puede deberse por un lado a la formulación del método de Priestley & Taylor (ver apartado 2.2.2) que depende principalmente de la temperatura y la radiación solar. Por ende, las subidas y bajadas de la ET_0 observadas en las gráficas analizadas son fuertemente dependientes de como varía la temperatura media diaria, y de las condiciones imperantes de radiación solar durante el día. Tampoco hay que olvidar que la ET_0 mensual calculada para el método *Monthly Average* fue obtenida a través de la formulación de Penman – Monteith (ver apartado 2.2.2) que tiene una complejidad superior y un mayor número de parámetros que la metodología de Priestley & Taylor.

Evaluar la evapotranspiración de manera constante para todos los días de un mes se contradice con los valores que se esperarían bajo condiciones normales. Como se sabe con anterioridad, la evapotranspiración está condicionada por variables climatológicas como la temperatura, radiación solar, humedad del aire, vientos, etc., que generan valores distintos día tras día. Es esperable que las condiciones meteorológicas diarias varíen, generando así diferentes montos de evapotranspiración.

En las figuras se observa que, en la Tordera, en meses en que el método de la media mensual se mantiene constante, se producen variaciones considerables en el cálculo de la evapotranspiración bajo el método de Priestley. Durante un mismo mes se pueden esperar fluctuaciones de la temperatura que generan indirectamente variaciones en la ET_0 . Aun cuando la media de esas variaciones sea cercana a la media mensual, que existan estos aumentos y disminuciones en la evapotranspiración, condicionan la humedad del suelo y por ende las aportaciones generadas para la cuenca de estudio.

No hay que olvidar que después de la precipitación, la evapotranspiración es la principal fuerza que gobierna el balance hídrico, por lo cual las variaciones en su metodología de cálculo y aplicación, generarán de manera indudable cambios en el sistema hidrológico.

Se observa como las variaciones diarias generan diferencias en los montos mensuales de evapotranspiración calculados. Por ejemplo, en la figura 8.16 para el año 2001 del período histórico, entre marzo y agosto, la evapotranspiración calculada por el método de la media mensual (*Monthly Average*) genera mayor evapotranspiración (84.5 – 162.5 mm) que el método de Priestley & Taylor (75.9 – 156.5 mm). A partir de septiembre, esta situación se revierte, y es mayor la ET_0 calculada con el método de Priestley & Taylor (100.2 – 43.7 mm). Esta misma situación (con valores de ET_0 diferentes) puede ser observada en las figuras 8.17 y 8.18, donde se repite la misma tendencia para los escenarios de cambio analizados.

Cabe destacar que las mayores variaciones se producen en los meses de mayor temperatura. Para el caso del método de Priestley hay una alta variabilidad de los valores diarios de evapotranspiración lo que difiere del valor mensual medio que permanece constante en meses que el efecto de las temperaturas es más importante. Esta variabilidad de las condiciones meteorológicas, que ha sido mejor descrita bajo la metodología de Priestley & Taylor, genera mayores montos calculados que la metodología de la media mensual (*Monthly Average*).

De las observaciones anteriores se puede inferir que el problema de la evapotranspiración y la metodología utilizada en el modelo hidrológico tiene un impacto importante en el cálculo de las aportaciones. Es esperable que estos cambios hagan variar considerablemente los resultados. Adicionalmente, como se verá más adelante, la evapotranspiración en conjunto con la duración de los períodos inter - lluvia (días secos), puede generar cambios considerables en la variación de las aportaciones bajo distintos escenarios de precipitación y temperatura.

Finalmente, si a lo mencionado en el párrafo anterior le sumamos la constante susceptibilidad de la península Ibérica a los fenómenos de sequía, esta variable se hace aún más importante. La ausencia de precipitaciones y el aumento de la temperatura

junto a veranos prolongados puede impactar de manera importante la humedad del suelo, produciendo cambios considerables en la generación de aportaciones de una cuenca hidrológica. El estudio detallado de estos procesos permitirá a futuro mejorar el manejo de los recursos hídrico y su posterior distribución.

8.6 Evaluación de la variabilidad mensual y estacional de la Evapotranspiración Real (ET_r) para el período histórico y los escenarios B1 y A2

Dentro de las alternativas que permite evaluar el modelo hidrológico está la posibilidad de evaluar la evapotranspiración real extraída desde la cuenca. Ésta se calcula sumando las cantidades de agua evaporada por el suelo y las transpiradas por la vegetación, bajo condiciones atmosféricas, de suelo y de vegetación existentes. Permite tener una visión de una de las principales pérdidas del ciclo hidrológico. El análisis de estos datos permitió conocer los períodos en donde la evapotranspiración real es más elevada y hacer comparaciones entre los escenarios de Cambio Climático (B1 y A2) con el período histórico.

8.6.1 Evapotranspiración real (ET_r) en la cuenca del Fluvà

La figura 8.15 muestra la evolución de la ET_r a través de los años para el período histórico y los escenarios de cambio.

Se observa que para los escenarios de cambio se obtuvieron valores de ET_r mayores a los observados al período histórico. Por ejemplo, la media de la ET_r los 25 años históricos es de 559.9 mm frente a los 691.8 y 651.2 de los escenarios B1 y A2, respectivamente. Esto implica que hay un aumento de un 23.5 y 16.3% más de ET_r en ambos escenarios.

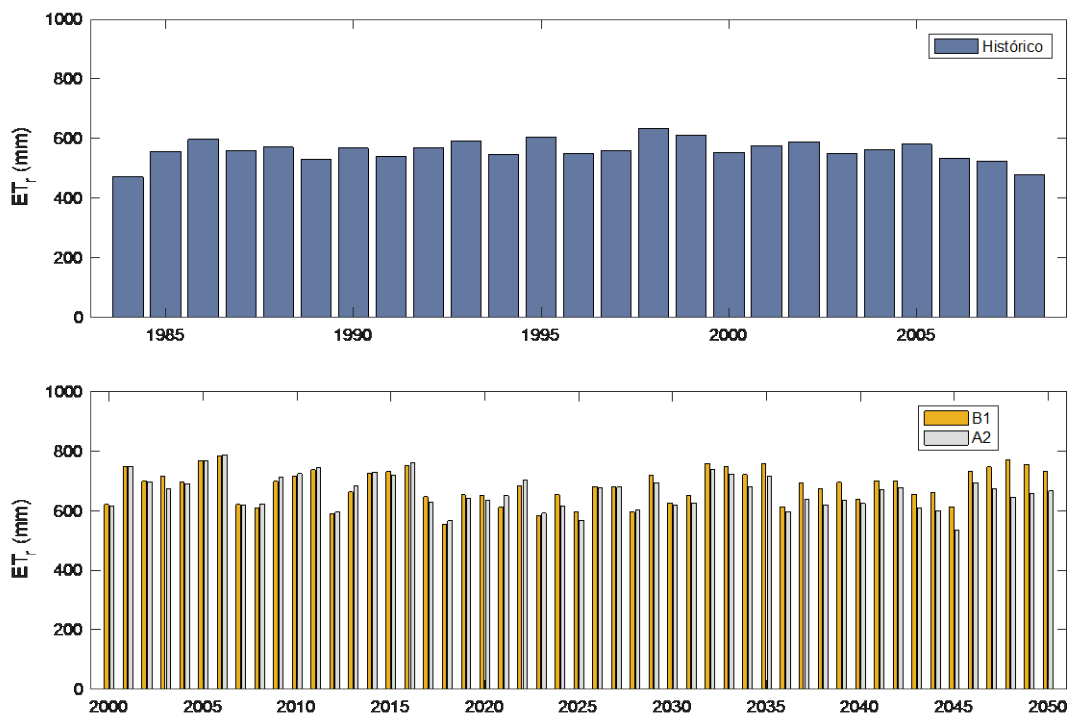


Figura 8.15. Evapotranspiración real anual para la cuenca del Fluvà en el período histórico y los escenarios de Cambio Climático B1 y A2.

Adicionalmente, el análisis mensual del año hidrológico permite conocer el comportamiento de la ET_r dentro del sistema hídrico. De acuerdo a la figura 8.16, los montos más altos de ET_r se presentan en los meses de mayores temperaturas coincidiendo con la primavera y el verano, ya que en los meses de más altas temperaturas se producen los mayores montos de evapotranspiración (dependiendo del contenido de humedad del suelo).

Se observa que, tanto para el período histórico como para los escenarios de cambio, en las estaciones de otoño e invierno los montos de ET_r son más pequeños que los observados en primavera y verano, lo que indicaría que la ET_r está condicionada por la temperatura y la disponibilidad de agua disponible para evaporar (mayores montos de ET_r son esperables en primavera y verano si el sistema hídrico presenta buenas condiciones de humedad).

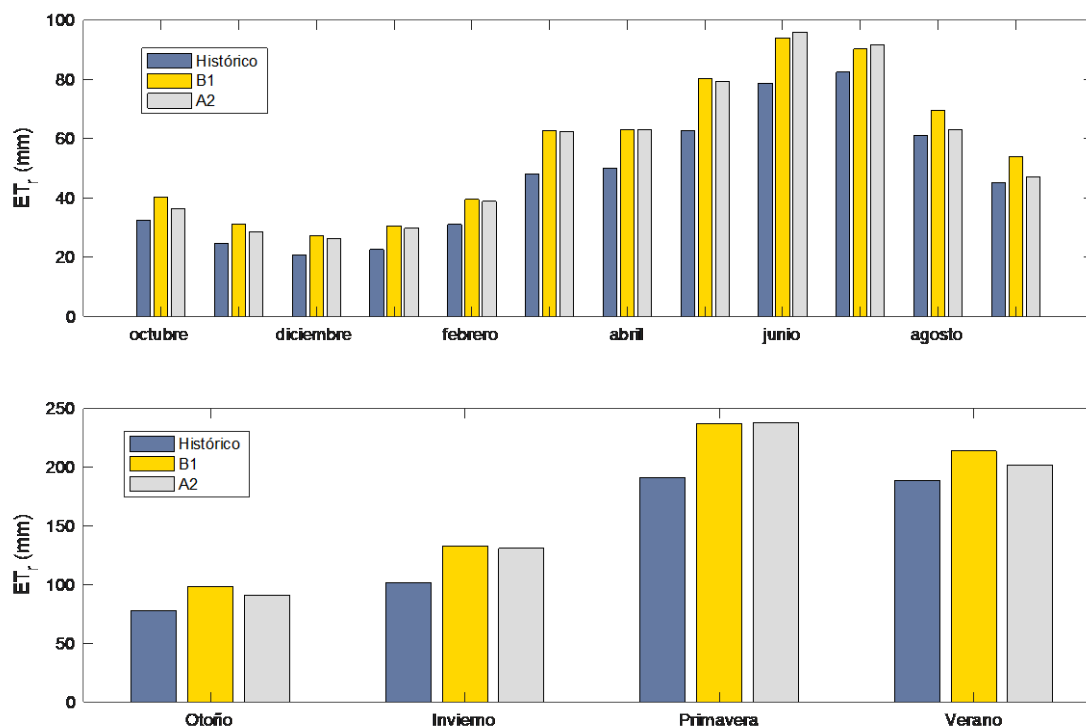


Figura 8.16. Variación media mensual y estacional de la ET_r en la cuenca del Fluvà (histórico, B1 y A2).

Queda también de manifiesto que la ET_r es mayor en ambos escenarios de cambio con respecto al período histórico. Este resultado tiene relación, como se explicó en el párrafo anterior, con los aumentos de temperaturas registrados en los escenarios B1 y A2. La tabla 8.5 muestra los valores presentados en la figura 8.16.

En la tabla 8.5 se pueden observar condiciones bastante interesantes. En primer lugar, las variaciones porcentuales de los escenarios de cambio con respecto al período histórico son mayores en los meses de otoño e invierno para el escenario B1, y mayores en los meses de invierno y primavera para el escenario A2. En ambos casos se repite la estación invernal con variaciones de ET_r altas. Estas diferencias pueden deberse a dos factores principalmente. Por un lado, está el aumento de la temperatura para los escenarios de cambio que facilitan los procesos de evapotranspiración. Sin embargo, se contrapone el hecho que los escenarios registran disminuciones de las precipitaciones lo que influiría en una menor disponibilidad de humedad en el sistema hídrico para evapotranspirar.

Tabla 8.5. Evapotranspiración real en la cuenca del Fluvà para el período histórico y los escenarios de Cambio Climático. Variación porcentual de los escenarios respecto al período histórico.

	Histórico	B1	A2	B1 (variación en %)	A2 (variación en %)
Otoño	78.1	98.5	91.2	26.2	16.8
Invierno	101.7	132.7	130.9	30.5	28.7
Primavera	191.4	237.1	238.1	23.9	24.4
Verano	188.8	213.7	201.7	13.2	6.8

La tabla 8.6 muestra las variaciones de la precipitación y la temperatura media para los escenarios de cambio con respecto a los valores históricos.

Tabla 8.6. Variación de la precipitación y la temperatura, para ambos escenarios de cambio, con respecto al valor histórico en la cuenca del Fluvà.

	Variación de la precipitación respecto al valor histórico (%)		Variación de la temperatura media con respecto al valor histórico (%)	
	B1	A2	B1	A2
Otoño	-2.9	-9.9	10.5	22.1
Invierno	-1.3	-0.4	7.9	18.8
Primavera	-22.0	-19.7	6.5	9.9
Verano	2	-19.5	8.2	10.7

Por ejemplo, la variación de la ET_r para los escenarios de cambio con respecto al período histórico, en la estación de invierno, se debe principalmente a la temperatura ya

que no hay gran diferencia en la variación de la precipitación con respecto al período histórico (tabla 8.6). También se puede observar que aun cuando el aumento de T° en A2 es mayor que en B1 (6.5 y 9.9%, respectivamente), esta diferencia no hace variar los montos de ET_r significativamente entre escenarios (tabla 8.5). Todo lo anterior considerando que el invierno es la estación más seca en la cuenca del Fluvial, con solo un 18% de la precipitación anual.

El otro momento importante a analizar es la primavera, ya que es la estación más lluviosa del año, con un 29% de la precipitación total anual. Según la tabla 8.5, hay un aumento considerable de la ET_r para ambos escenarios de cambio con respecto al período histórico (23.9 y 24.4% para los escenarios B1 y A2, respectivamente). Esto se produce aun habiendo una disminución importante de la precipitación en ambos escenarios de cambio con respecto al período histórico (entre un 19.7 y un 22%). En este caso se podría afirmar que las altas tasas de ET_r estarían dominadas por el aumento de la T° (de 6 – 10% en ambos escenarios), y que aún cuando la precipitación es menor, igualmente aumenta la ET_r . Esto indicaría que existe, aun bajo estas condiciones, humedad suficiente en el sistema para evapotranspirar.

La figura 8.17 permite evaluar en que medida la precipitación y la temperatura puede afectar el monto de ET_r registrado para cada escenario. Por ejemplo, en la figura 8.16 (a) se observa en barras la variación de la precipitación (%) con respecto al período histórico. Esta misma situación ocurre en (b) para la temperatura. Se observa que la precipitación disminuye en cada estación del año en ambos escenarios a excepción del escenario A2, en la estación de verano. Para el caso de la temperatura en ambos escenarios las variaciones son positivas para cada estación del año, es decir, aumentos de las temperaturas.

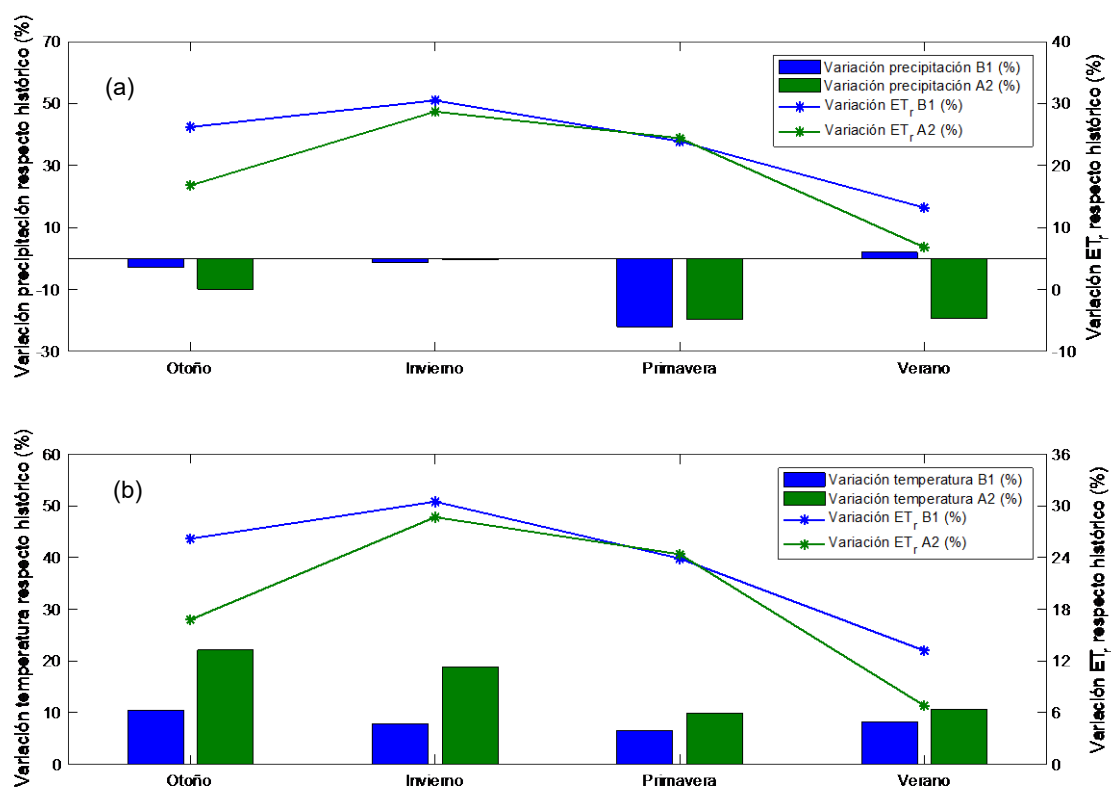


Figura 8.17. Variación de la precipitación media estacional (a), temperatura media estacional (b) y la ET_r estacional con respecto al período histórico en la cuenca del Fluvial para los escenarios de cambio B1 y A2.

De la figura se puede inferir lo siguiente. Durante el otoño se observa que las variaciones de la ET_r son mayores para el escenario B1 que el A2. Como se ve en la barra azul en (a) no hay grandes variaciones para la precipitación en B1 con respecto al histórico (-2.9%). Por otro lado, la barra verde indica un déficit de precipitación mayor para A2 (-9.9%) con un aumento considerable de la temperatura (cercano al 20%). Sin embargo, se observa que hay una mayor ET_r en B1 aún cuando las variaciones (aumento) en temperatura son menores con respecto al escenario A2. Así se podría inferir que dicha estación del año el factor restrictivo para una mayor tasa de ET_r es la precipitación disponible, porque aún cuando aumentaron las temperaturas en el escenario A2, la ET_r fue menor que en B1. Esto quiere decir, que mayores temperaturas no implican mayores montos de ET_r si el sistema no tiene las condiciones de humedad adecuadas. Eso podría significar que variaciones en la distribución de la lluvia en la estación de otoño podrían contribuir considerablemente a las aportaciones.

Durante las estaciones de invierno y primavera no se observan grandes variaciones de ET_r con relación al período histórico para ambos escenarios. No es posible determinar sí, tanto la precipitación o la temperatura afectan los montos de ET_r . Solo existe una leve tendencia a inferir que, al parecer, el sistema es más susceptible a la variación de la precipitación que la temperatura. Es podría ser el caso del invierno en el cual aun cuando A2 presenta aumentos en la temperatura, esto no se traduce en aumentos de la ET_r .

Finalmente, el verano presenta diferencias más destacables y se vuelven a observar las mismas tendencias anteriores. El escenario B1 presenta mayores tasas de ET_r que el escenario A2, y estarían principalmente condicionadas a una mayor disponibilidad de humedad aportada por un monto mayor de precipitación.

Si bien lo explicado en los párrafos anteriores puede dar una visión del comportamiento de la ET_r por estación, es importante considerar que el análisis se hace con valores medios que tienden a enmascarar situaciones de alta variabilidad puntual asociada a los fenómenos meteorológicos.

8.6.2 Evapotranspiración real (ET_r) en la cuenca de la Tordera

En la figura 8.18 se observa la evolución anual de la ET_r para el período histórico y los escenarios de cambio B1 y A2. No se observan tendencias al alza o disminución de los valores anuales ni en el período histórico ni en los escenarios de cambio. Lo que sí se observan son variaciones entre el valor medio de la ET_r para el período histórico y los escenarios de cambio. Por ejemplo, el período histórico dio una media de 542.1 mm, que es menor a la observada para el escenario B1, con 564.0 mm, y mayor que el escenario A2 con 520.3 mm. Esto representa un aumento de entre un 4% para el escenario B1 con respecto al período histórico y una disminución de 3.6% para el escenario A2. Esto podría implicar que el aumento de las temperaturas facilita una mayor tasa de ET_r , siempre y cuando, exista agua disponible para evapotranspirar en el sistema.

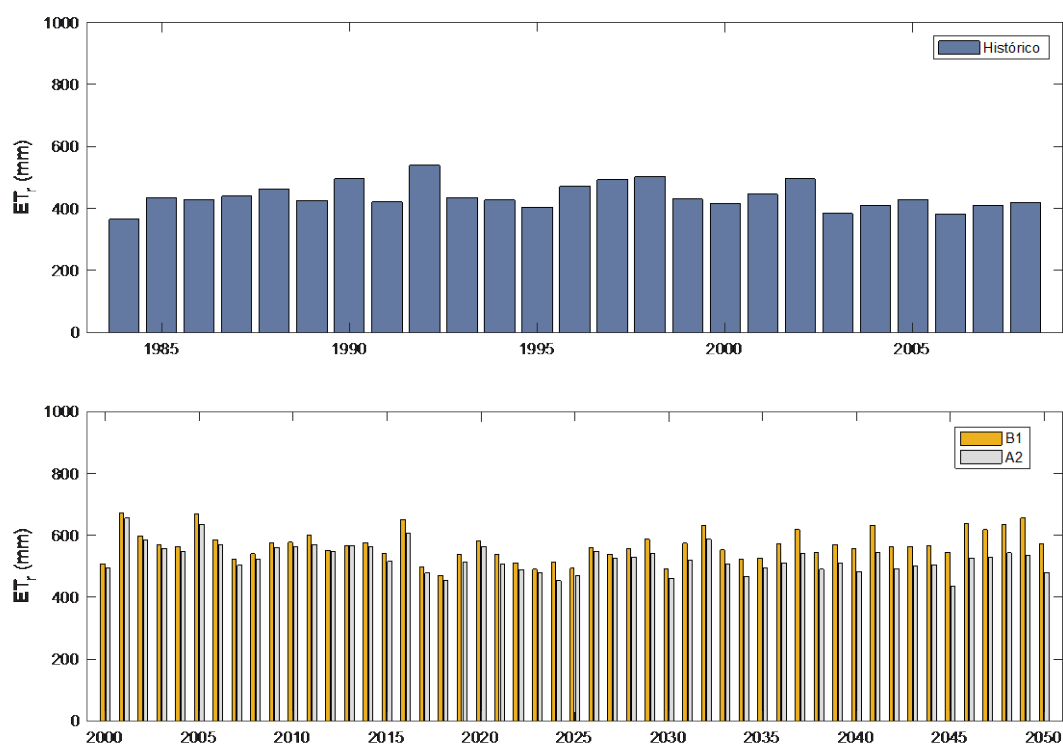


Figura 8.18. Evapotranspiración real anual para la cuenca de la Tordera en el período histórico y los escenarios de Cambio Climático B1 y A2.

La figura 8.19 muestra la situación de la Tordera a nivel mensual y estacional. Los resultados difieren un poco en relación a lo analizado para el Fluvià. Existen algunas diferencias que se explicarán a continuación. En términos generales, los tres períodos analizados (histórico, B1 y A2) presentan comportamientos acordes a la época del año. Las mayores tasas de ET_r se presentan en los meses de primavera y verano y las menores en los meses de otoño e invierno. Existe un pequeño aumento en los meses de otoño que sigue la misma explicación desarrollada en el párrafo anterior para la cuenca del Fluvià.

Las diferencias principales en relación a lo observado en Fluvià es que las variaciones entre los escenarios de cambio y el período histórico son más variables entre estaciones. También existe una diferencia más marcada entre los escenarios de cambio.

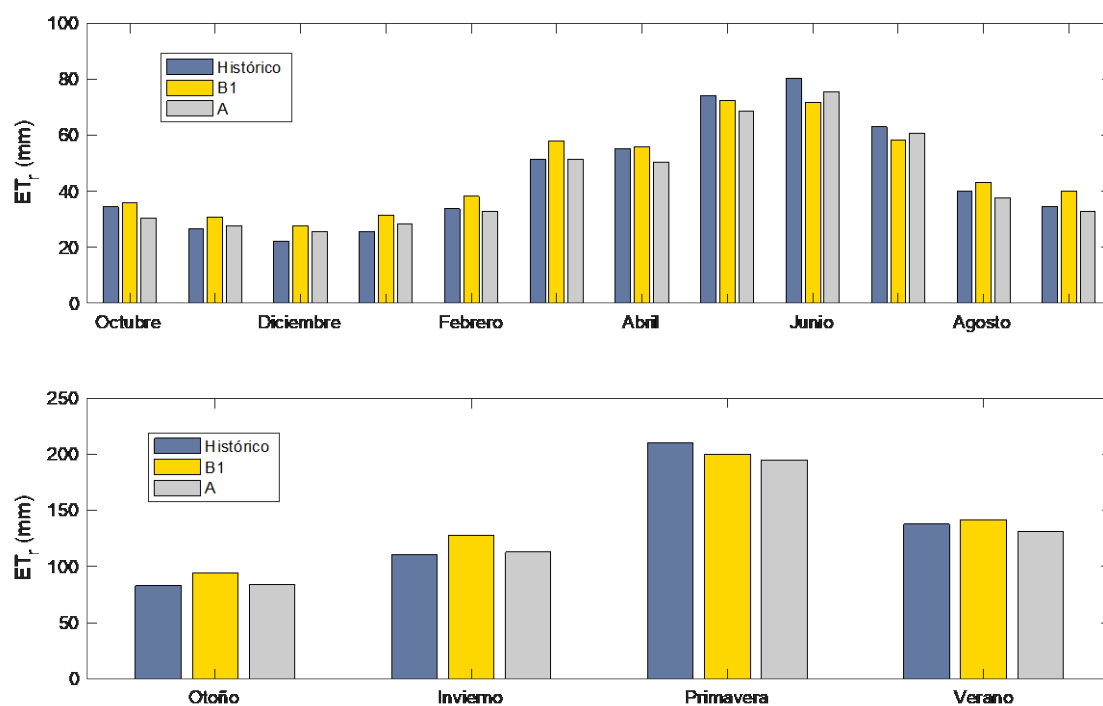


Figura 8.19. Variación media mensual y estacional de la ET_r en la cuenca de la Tordera (histórico, B1 y A2).

La tabla 8.7 muestra la variación porcentual de la ET_r para ambos escenarios de cambio con respecto al período histórico para cada estación del año.

Tabla 8.7. Evapotranspiración real en la cuenca de la Tordera para el período histórico y los escenarios de Cambio Climático. Variación porcentual de los escenarios respecto al período histórico.

	Histórico	B1	A2	B1 (variación en %)	A2 (variación en %)
Otoño	83.1	94.4	83.9	13.6	1.0
Invierno	111.0	127.8	112.7	15.1	1.6
Primavera	210.1	200.2	194.7	-4.7	-7.3
Verano	137.9	141.6	131.2	2.7	-4.8

Lo que se observa claramente es que para el escenario B1 ha habido un aumento de la ET_r en cada estación del año con excepción de la primavera. Esto podría explicarse de la siguiente manera. Aún cuando el escenario B1 disminuye su precipitación con respecto al valor histórico, el sistema presenta mayores tasas de ET_r por el aumento de la temperatura, y es capaz de evapotranspirar, porque la cuenca está en condiciones de aportar agua para la evapotranspiración. Esto podría deberse fundamentalmente a la influencia del acuífero presente en parte de la cuenca y su efecto regulador en la humedad del suelo. El valor negativo en primavera podría deberse a aumentos de temperatura marcados en estos meses (primaveras cálidas) que influenciaran notablemente en las tasas de ET_r .

Esta situación puede verse quizás aún más marcada en el escenario A2. Durante los meses de otoño e invierno hay aún un abastecimiento adecuado de agua para la ET_r y la cuenca siempre evapotranspira más con menos lluvias y temperaturas más altas en relación con el período histórico. Nuevamente es posible que el acuífero facilite estos procesos regulando dichas tasas de ET_r y aportando humedad al sistema. Sin embargo, durante los meses de primavera y verano las tasas de ET_r ya son menores al período histórico y es posible que aún habiendo mayores temperaturas que faciliten los procesos de ET_r , el hecho de que llueva menos redunde en una menor disponibilidad de agua y, por ende, menores tasas de ET_r .

En la tabla 8.8 se puede apreciar cómo varía la precipitación y la temperatura para ambos escenarios de cambio con respecto al período histórico. Esta información puede permitir conocer cuál de estas dos variables influye mayor o menormente en los montos de ET_r obtenidos en la cuenca.

Tabla 8.8. Variación de la precipitación y la temperatura, para ambos escenarios de cambio, con respecto al valor histórico en la cuenca de la Tordera.

	Variación de la precipitación respecto al valor histórico (%)		Variación de la temperatura media con respecto al valor histórico (%)	
	B1	A2	B1	A2
Otoño	-30.3	-29.8	14.8	16.6
Invierno	8.3	-13.9	-2.7	-2.3
Primavera	17.2	9.1	0.3	0.8
Verano	-7.5	-7.8	7.2	9.5

Por ejemplo, al observar la figura 8.20 (a) se puede ver en otoño que, siendo la disminución de la precipitación casi la misma en ambos escenarios (barra azul y barra verde), y aún cuando el aumento de la temperatura (b) es algo mayor para el escenario A2, existe una mayor tasa de ET_r para el escenario B1. Se podría esperar que, con mayores temperaturas y condiciones de humedad similares, la ET_r debería ser mayor. Esto no es así y es difícil de explicar. Sin embargo, hay que hacer notar que los valores son medias estacionales para 25 y 50 años. Es posible que fenómenos locales o la misma variabilidad meteorológica estén encubriendo procesos difíciles de analizar solo a través de valores medios.

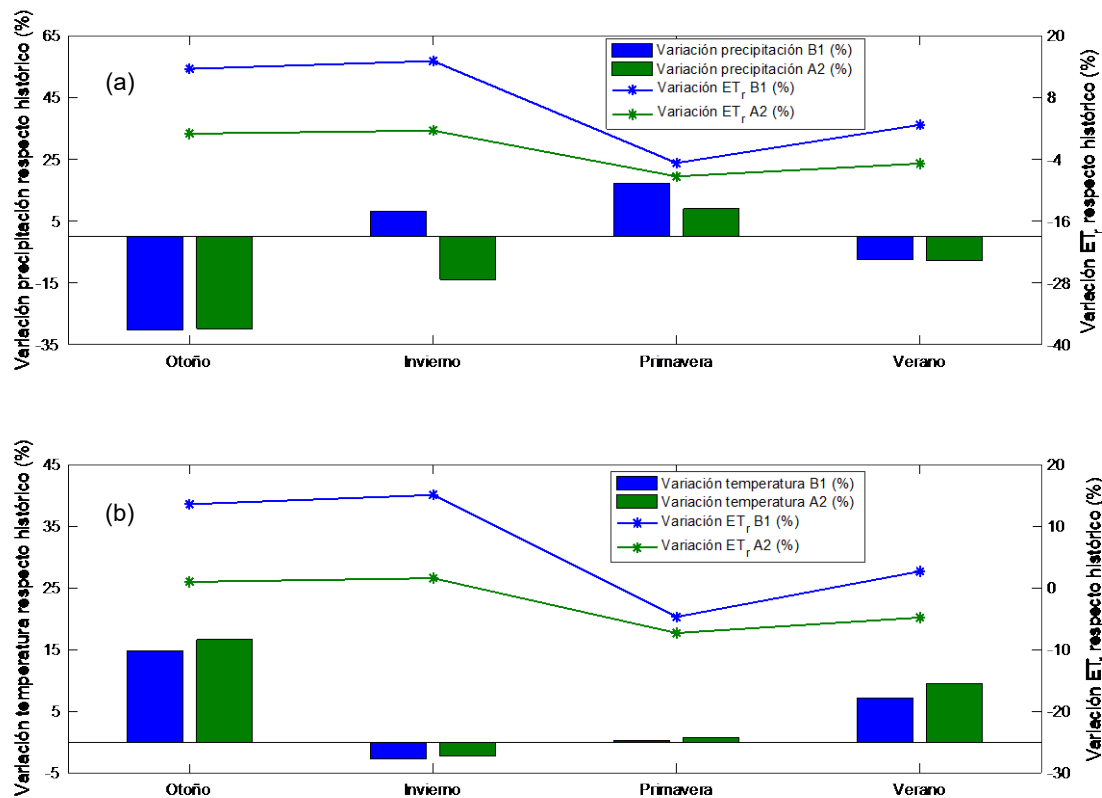


Figura 8.20. Variación de la temperatura media estacional, precipitación media estacional y ET_r estacional con respecto al período histórico en la cuenca de la Tordera para los escenarios de cambio B1 y A2.

También es posible que el acuífero tenga una influencia considerable en los montos de ET_r registrados en la cuenca. Puede ocurrir que las condiciones antecedentes a la estación de otoño (verano) pueda ejercer una influencia importante en la cuenca en torno a la disponibilidad de agua en el sistema para evapotranspirar.

En invierno se da una situación similar a la observada en otoño para las líneas azul y verde. Aquí sin embargo hay una variación con respecto a la precipitación. El escenario B1 presenta mayores montos de precipitación (a) que el período histórico para este mes, y esto podría estar generando mayores montos de ET_r (línea azul). Se podría explicar a través de una mayor disponibilidad de agua debido a un aumento del monto de precipitación para dicho escenario (barra azul), con respecto al período histórico. Las variaciones de la temperatura (b) para ambos escenarios se mantienen similares y por ende, no estarían afectando mayoritariamente la tasa de ET_r .

La estación de primavera estaría principalmente afectada por la disponibilidad de agua, ya que no se observan diferencias significativas entre escenarios para la temperatura (b), pero sí pequeñas diferencias para la precipitación (a) con la línea azul por encima de la verde. La diferencia no es muy marcada pero sí existe. Se podría inferir que, si las diferencias en temperatura no son muy marcadas entre escenarios, la ET_r está más influenciada por la precipitación.

Para el caso de la estación estival las diferencias en precipitación (a) entre escenarios son casi imperceptibles a diferencia de lo que ocurre con la temperatura (b) que sí tiene diferencias destacadas. Aun así, presenta una tasa de ET_r menor que el escenario B1. Nuevamente esto podría explicarse con la presencia del acuífero como regulador de la humedad del suelo y por las condiciones hídricas de las estaciones antecedentes que pueden estar influenciando directamente el comportamiento de la estación en función de la variabilidad de la temperatura y la precipitación.

Finalmente, no hay que olvidar que, como se estudiara más adelante en esta tesis, que la variabilidad temporal de la precipitación juega un rol importante en la condición de humedad de un sistema tan complejo como el sistema hídrico. Variaciones en la distribución temporal de la lluvia afectarán directamente a los procesos de secado del suelo, la ET_r y las aportaciones. Como se verá más adelante, el sistema hídrico funciona de forma diferente si, por ejemplo, 200 mm de lluvia caen distribuidos en 6 días o en 12 horas. Los procesos de secado del suelo, debido principalmente a la temperatura, afectarán a las aportaciones de manera importante.

8.7 Comparación de la humedad anual y estacional del suelo para el período histórico y los escenarios B1 y A2

La humedad del suelo representa uno de los factores más importante dentro del balance hídrico. Según la presencia o ausencia de ésta, se desarrollan la mayoría de los procesos que caracterizan el ciclo hidrológico. A partir de aquí, es importante poder describir su evolución en el tiempo, con el fin de evaluar cómo varía de acuerdo a

diferentes regímenes de precipitación y temperatura. Cambios en la humedad del suelo incidirán directamente en la disponibilidad de los recursos hídricos. Es esperable que suelos más húmedos generen una mayor cantidad de recursos hídricos que suelos secos. El tipo de suelo, su estructura y su condición física están íntimamente ligados con el régimen de precipitación. En primer lugar, tanto la textura como la estructura del suelo definirán la capacidad de éste para almacenar humedad, generar escorrentía y definir el movimiento del agua en el sistema. Adicionalmente variables como su profundidad, pendiente y cobertura vegetal generan una mezcla de situaciones que definen su capacidad de almacenar y regular el agua del sistema.

El efecto de la cobertura vegetal (usos de suelo) define en gran parte los flujos de evapotranspiración (ET). Esto cobra mayor relevancia si los eventos de precipitación son espaciados en el tiempo. En muchos casos esta ausencia de precipitación y un constante flujo de ET desde el sistema puede generar un estado de estrés hídrico importante que puede provocar básicamente desabastecimiento con los consiguientes costos que esto conlleva (social, agrícola, etc.). Esto tiene relación directa con el régimen de precipitación y la distribución temporal de ésta. Situaciones como las observadas en las cuencas en estudio, con largos períodos secos, provocan un constante desecamiento de suelo generando problemas en el abastecimiento del recurso. En muchos casos genera un cambio en el nivel freático influyendo negativamente en la extracción del recurso. Adquiere mayor relevancia en lugares donde la única fuente de abastecimiento es el agua subterránea. Por ende, el estudio y comprensión de la evolución de la humedad del suelo permite inferir el estado de los recursos hídricos y cómo podría ser su evolución si cambios en la precipitación son esperados en el futuro.

8.7.1 Análisis de la humedad del suelo (almacenamiento) en la cuenca del Fluvà bajo los escenarios de Cambio Climático (B1 y A2)

La figura 8.21 muestra la evolución de la humedad del suelo para el período histórico (1984 – 2008) y el escenario de Cambio Climático B1 y A2 (2000 – 2050) en la cuenca del Fluvà. Es importante mencionar que la humedad (Hm^3) corresponde a la media anual almacenada en el suelo para cada año. La comparación de escenarios busca

evaluar si existen cambios marcados en la evolución de la humedad del suelo para el futuro. Lo que se encontró es que, en términos generales, existe una leve disminución de la humedad si se compara con el período histórico, pero no existe una marcada disminución bajo el escenario B1.

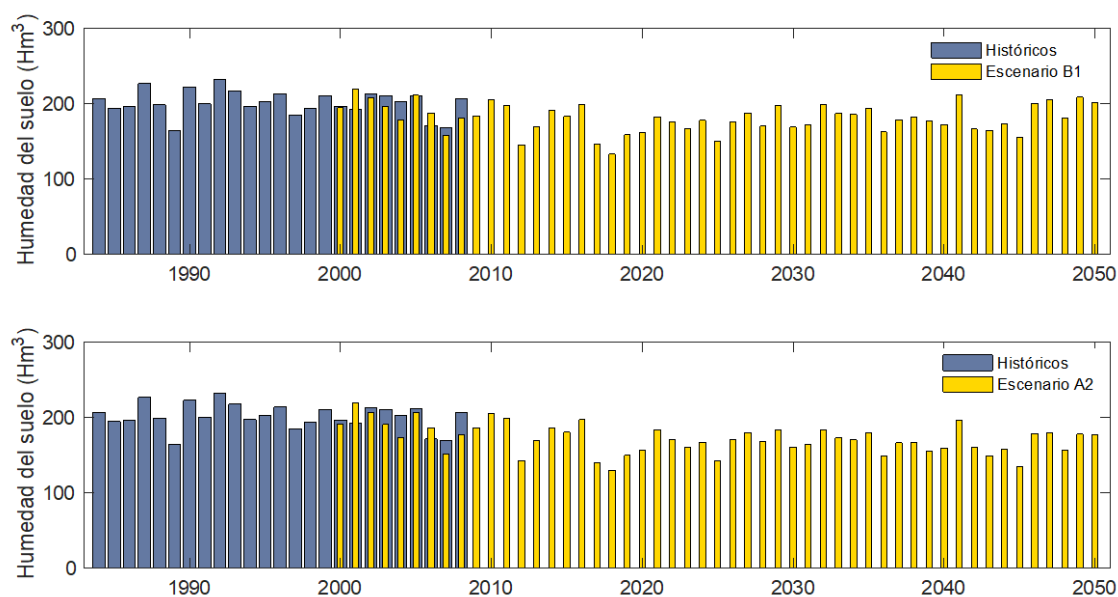


Figura 8.21. Variación media anual de la humedad del suelo en la cuenca del Fluvia (histórico, B1 y A2).

Con respecto al escenario A2 se puede observar que la disminución de la humedad del suelo es levemente superior al escenario B1, corroborando la hipótesis de ser un escenario más restrictivo de los dos analizados. En relación al período histórico sí se observa una disminución de la humedad como producto de lo anterior. Es importante mencionar, como se verá más adelante, que la distribución temporal de la precipitación probablemente juega un rol importante en el comportamiento y evolución de la humedad del suelo. Los períodos inter-lluvia generan cambios en la disponibilidad de agua en el sistema y aparecen como uno de los factores importantes a analizar para comprender la producción de recursos hídricos, especialmente en zonas mediterráneas donde la presencia de estos períodos es más recurrente.

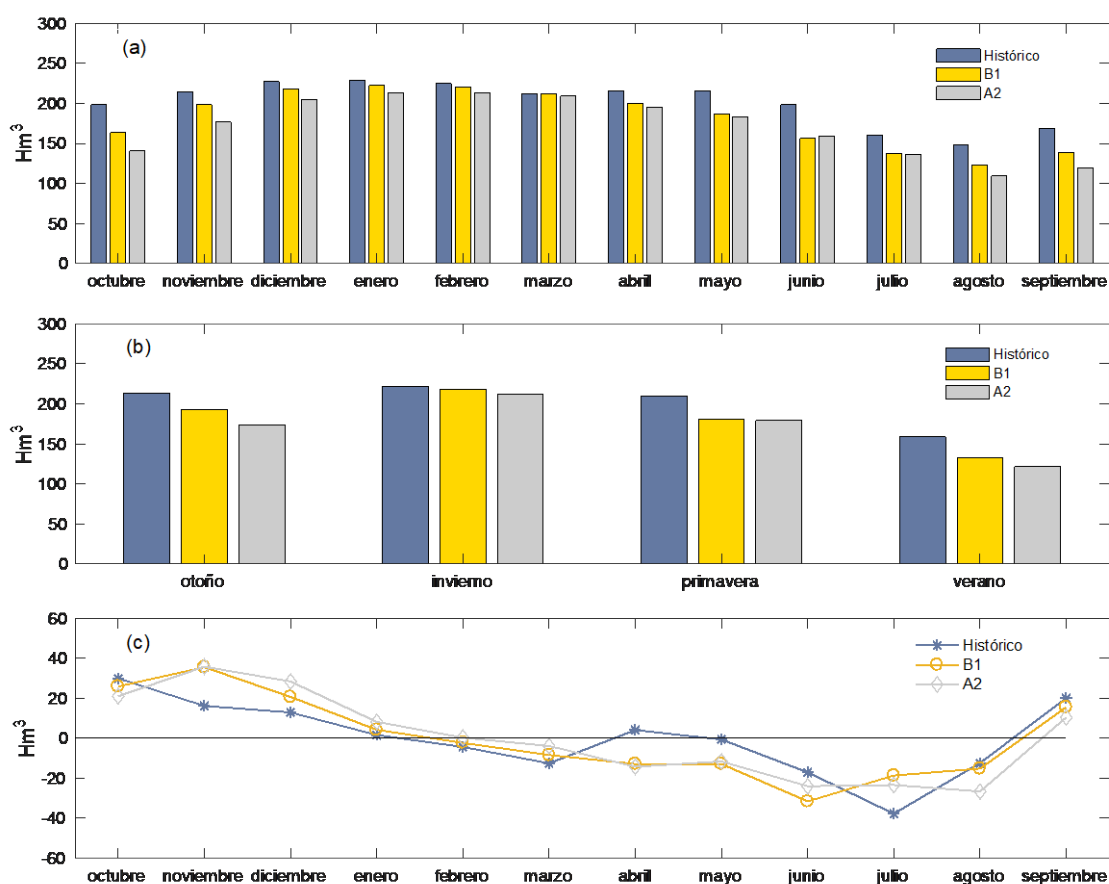


Figura 8.22. Variación de la humedad media mensual, estacional y diferencias medias entre meses para la cuenca del Fluvià (históricos, B1 y A2).

Si los datos son observados mensual (a) y estacionalmente (b) se puede determinar cuándo se producen las mayores variaciones entre escenarios de cambio y el período histórico. La figura 8.22 muestra las diferencias observadas en la cuenca del Fluvià. Para el caso del Fluvià el período histórico (a) siempre supera a ambos escenarios de Cambio Climático, con excepción del mes de marzo para el escenario B1. Los valores medios para el almacenamiento de humedad en el suelo para el período histórico varían entre 148.3 y 229 hm^3 . Para el caso del escenario B1 estos valores varían entre 123.3 y 222.5 hm^3 . Finalmente, en el escenario A2 los valores son aún menores con un rango que va de los 109.4 a los 213.4 hm^3 . En los tres casos se confirma (b) que los meses de menor almacenamiento son julio, agosto y septiembre que corresponden a la estación estival.

En los meses de otoño se observan mayores diferencias entre el periodo histórico y los escenarios de cambio y esto puede deberse al efecto de las lluvias torrenciales que se presentan en estos períodos (salida del verano y otoño). El resto de los meses presentan situaciones más o menos similares en las cuales las diferencias entre escenarios de cambios son variables. Lo que sí es observable es que las variaciones entre los meses de diciembre y junio son menos marcadas y esto podría deberse a la ausencia de fenómenos extremos y lluvias de tipo más prolongadas y distribuidas en el tiempo. También se puede observar variaciones leves entre los escenarios de cambio y el período histórico.

Se observa que, en las estaciones de primavera, verano y otoño, la humedad es mayor para el período histórico que los escenarios de cambio. Esto es concordante con las condiciones de menor precipitación y aumento de temperaturas para los escenarios de Cambio Climático. Durante la estación de invierno el período histórico es similar a ambos escenarios de cambio, presentándose solo un leve aumento los escenarios B1 y A2 con respecto al histórico. Esto puede deberse a variaciones en la distribución temporal de la lluvia que pueden afectar la humedad del suelo generando este tipo de situaciones. Por ejemplo, lluvias más distribuidas en el tiempo con períodos secos (inter-lluvia) más cortos.

La parte (c) de la figura 8.22 presenta la evolución de la humedad en el sistema hidrológico (cuenca) a través de los meses (valores medios en 25 años para el período histórico y 50 años para los escenarios de cambio). La gráfica permite observar como la cantidad de humedad baja a través de los meses mientras más cerca se está de la estación estival. Esto quiere decir que la humedad se pierde desde el suelo por procesos principalmente de evapotranspiración.

Es interesante destacar que el período histórico en la mayoría de los meses tiene variaciones menores entre meses que los escenarios de cambio. Esto corroboraría que en ambos escenarios las condiciones de estrés hídrico son más severas. También se observa que el escenario A2 es más restrictivo que el escenario B1. Finalmente, las curvas tienden a igualarse (c) cuando el almacenamiento medio mensual es similar (ver parte (a) de la figura) entre el escenario histórico y los escenarios de cambio.

8.7.2 Análisis de la humedad del suelo (almacenamiento) en la cuenca de la Tordera bajo los escenarios de Cambio Climático (B1 y A2)

Para el caso de la cuenca de la Tordera ocurren fenómenos similares a los observados en el Fluvà (figura 8.23). Se observa una leve disminución y variabilidad de la humedad del suelo para el horizonte B1 con respecto al período histórico, siendo esta disminución más notoria para el horizonte A2. La mayor heterogeneidad de valores para Tordera puede deberse a la presencia del acuífero previamente señalado, el cual puede ejercer influencia sobre la humedad del suelo en función del nivel freático que presente.

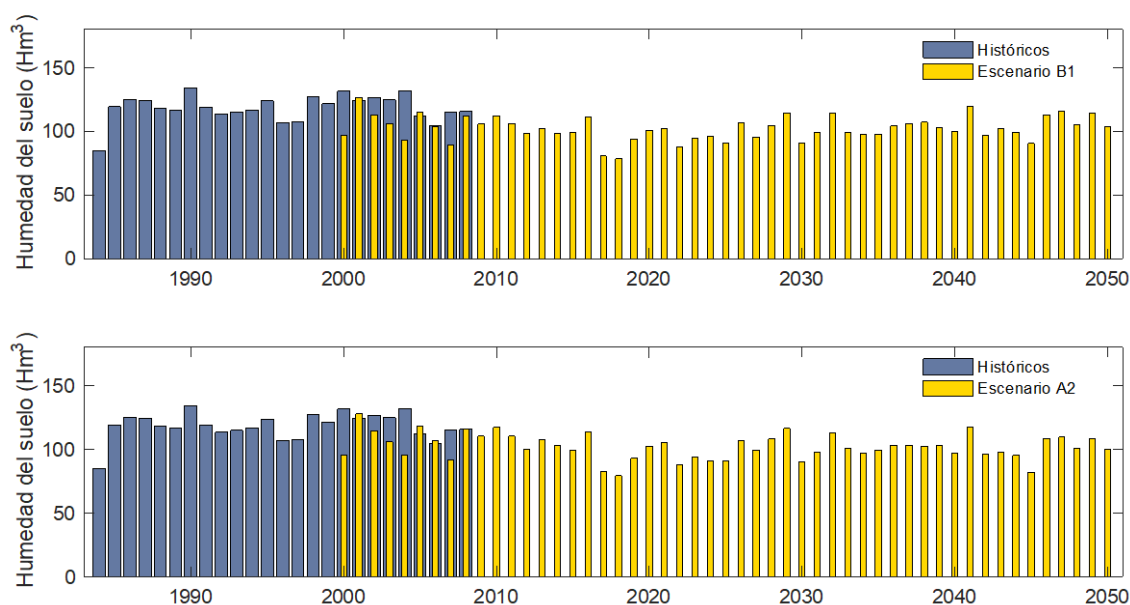


Figura 8.23. Variación media anual de la humedad del suelo en la cuenca de la Tordera (histórico, B1 y A2).

Al analizar la figura 8.23. (a), se observa que la situación es similar a lo ocurrido en la cuenca del Fluvà. Sin embargo, en la mayoría de los meses a excepción de febrero y marzo el período histórico es levemente más húmedo que los escenarios de cambio. Por ejemplo, los rangos para la humedad media mensual en período histórico van entre los 65.5 y 148.7 hm³, mientras que para el escenario B1 la variación va entre los 51.0 y

140.9 hm³. Estos valores son aún menores para el escenario A2 con rangos de 47.2 y 138.3 hm³. Nuevamente, como ocurre en la cuenca del Fluvà, los valores menores se producen en la época estival (ver (b) en figura 8.24).

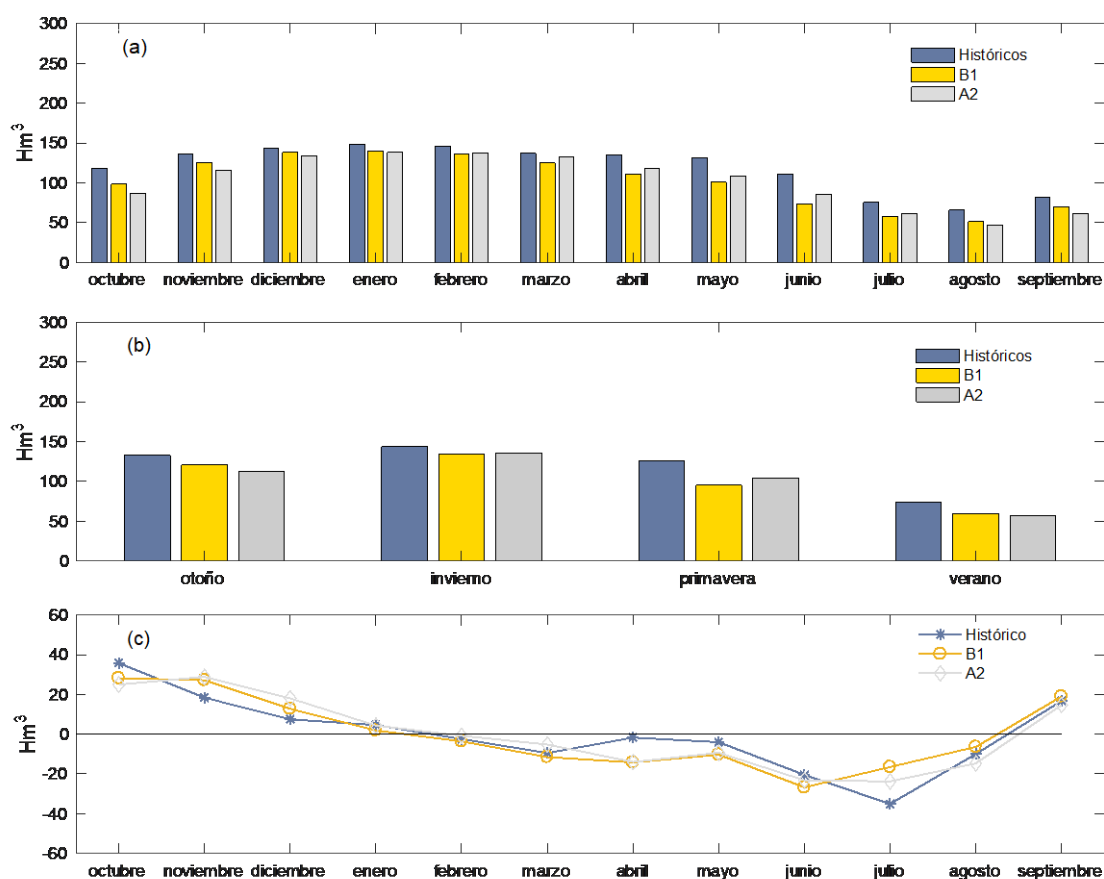


Figura 8.24. Variación de la humedad media mensual y estacional en la cuenca de la Tordera (históricos, B1 y A2).

Con respecto a lo que sucede entre el histórico y los escenarios de cambio, existen diferencias más significativas entre los meses de abril y noviembre, lo que coincide con los meses más secos y el momento en el que se producen eventos de lluvia más intensos y cortos. Por un lado, esto afectaría produciendo un desecamiento del suelo consecuencia de períodos de no lluvia prolongados y por otro lado generando aumentos repentinos de humedad como producto de eventos intensos y de corta duración.

Debido a que estos eventos mencionados en el párrafo anterior se producen en meses en los cuales aún las temperaturas son altas, se produce un rápido abastecimiento de humedad en el suelo, pero a la vez un desecamiento más rápido. Este fenómeno podría causar estas variaciones más marcadas entre escenarios y el período histórico. Los meses en que las condiciones pluviométricas son más estables y las temperaturas menores, estas variaciones son más leves y menos heterogéneas.

Tampoco hay que olvidar el efecto de la transpiración de las plantas, que forma parte importante del proceso de evapotranspiración. Esto tiene relevancia porque durante los meses de invierno y otoño la vegetación se encuentra en un estado de latencia que genera una menor tasa evapotranspirativa. Esto obviamente afecta favorablemente a la humedad del suelo. Existe también la posible acción del acuífero en la regulación de la humedad del suelo, pudiendo ser éste, una fuente de humedad disponible dependiendo de la variación de su nivel.

Cuando se analiza la parte (c) del gráfico se notan algunas diferencias respecto a lo observado en la cuenca del Fluvà. Las tres curvas tienden a ser homogéneas la mayoría de las veces, es decir, los cambios en la humedad del suelo de un mes a otro son más o menos parecidos entre el período histórico y los escenarios de cambio. En esta situación también podría verse reflejada la importancia del acuífero en la dinámica hídrica del suelo (humedad). El acuífero podría estar funcionando como un mecanismo que impide que exista una alta variabilidad de la humedad en el sistema hídrico, principalmente el suelo.

Finalmente, el comportamiento de la humedad es concordante con la situación climática de más sequedad en verano y más humedad en invierno. Adicionalmente es concordante con la condición climatológica de eventos de precipitación extrema que ocurren en la zona, generando una mayor humedad del suelo para la estación de otoño.

8.8 Evaluación de las aportaciones bajo cambios en la distribución temporal de la precipitación en la cuenca del Fluvià y la Tordera para los escenarios de Cambio Climático B1 y A2

Durante el transcurso del desarrollo de este estudio diversas preguntas fueron apareciendo en torno a la correcta descripción del sistema hidrológico a través del modelo hidrológico. Muchas de aquellas respuestas fueron respondidas, pero algunas sólo lo fueron a través de inferencias planteadas y muchas otras formaron parte de la incertidumbre que aun conlleva realizar este tipo de trabajos.

Muchos de los procesos que intervienen en el sistema hídrico se alimentan de variables que tienen un alto valor aleatorio e incierto. Este es el caso de la precipitación, que aun teniendo una tendencia estacional posee una alta variabilidad de ocurrencia temporal y espacial. Esto genera una elevada incertidumbre que deriva en resultados que no están exentos de errores. El desafío para cada persona involucrada en este tipo de trabajos, está en poder considerar y reconocer estos errores como parte del proceso de trabajo. La evaluación y conocimiento de estos errores permite al modelador realizar proyecciones y no predicciones de cambio, ya que los resultados obtenidos siempre se moverán en un intervalo de error que puede ser crítico o no, para los objetivos propuestos en el estudio.

La confusión del término proyección con predicción genera errores de comprensión por parte de la opinión pública, provocando muchas veces un desconocimiento o un mal entendimiento de los aportes por parte de la comunidad científica hacia aspectos sociales tan importantes como aquellos que incluyen la evolución de las aportaciones hídricas y la disponibilidad de agua en un territorio. Se debe ser cauto a la hora de realizar este tipo de evaluaciones, ya que las conclusiones que entrega un proyecto de esta magnitud pueden ser utilizadas con total desconocimiento, generando confusión por parte de las entidades que utilizan estos resultados para el manejo de los recursos naturales (agua).

Como parte adicional de la tesis se plantearon algunas hipótesis referentes a cambios en la distribución temporal de la lluvia. En un principio se hicieron ensayos simples que permitían cambiar la distribución temporal de la lluvia a través de escenarios que definían eventos de lluvia agrupados y desagrupados. La idea principal era evaluar cómo se comportaba el sistema hidrológico ante cambios en esta variabilidad. De acuerdo a proyecciones hechas por el *IPCC* (2007), se esperan fenómenos de precipitación más intensos y concentrados en menos tiempo. Si esta proyección fuera una realidad, eventualmente el comportamiento del sistema podría cambiar y por ende el régimen de aportaciones.

Uno de los objetivos principales de este estudio era evaluar cómo variarían las aportaciones en función de escenarios de Cambio Climático. Escenarios que postulaban una disminución de la precipitación a futuro. Si este escenario por un lado definía la cantidad de precipitación, por otro lado, quedaba la incógnita de conocer cómo esta nueva precipitación se comportaba en el futuro (distribución temporal). A partir de este punto se redefinieron hipótesis que condicionaron el escalado estadístico del modelo climatológico. Por un lado, estas hipótesis pretendieron cambiar la distribución temporal de la precipitación a fin de evaluar si esto tenía algún efecto en las aportaciones finales. Este cambio se llevó a cabo generando una cadena de Markov de segundo orden (la descripción de la metodología puede ser consultada en el apartado 6.3.3 del capítulo 6). A partir de este nuevo escalado estadístico se procedió a generar 50 series de datos de precipitación para las distintas estaciones de las cuencas en estudio. De estas 50 series se seleccionaron 5 que tuvieran características similares (monto total y media) que la serie de datos generada originalmente para la evaluación de las aportaciones para los escenarios futuros de cambio (cadena de Markov 1^{er} orden). En las tablas 6.15, 6.16, 6.17 y 6.18 en el apartado 6.3.3 del capítulo 6 de esta tesis, se muestra la tabla de comparación de las series de datos generadas (Markov 2^{do} orden) y la serie de datos generada para la evaluación de escenarios de Cambio Climático en ambas cuencas (Markov 1^{er} orden). La hipótesis y modificación principal planteada para esta segunda generación de datos fue la de definir una probabilidad de ocurrencia de un día de lluvia en función de lo que ocurre los dos días anteriores, a diferencia de las primeras series de datos que definían una probabilidad de ocurrencia en función de lo que sucedía sólo el día anterior (Markov de 1^{er} orden). Esta segunda hipótesis intenta alterar la

distribución temporal de la lluvia ya que la hace depender de un número mayor de posibilidades (Markov 2^{do} orden).

La comparación de estas nuevas series de datos (ingresadas al modelo hidrológico) permitieron evaluar las diferencias encontradas entre las nuevas series de datos y la serie original en la generación de caudales. Los resultados obtenidos permitieron conocer cómo la variabilidad temporal de la lluvia puede afectar la producción de caudal en una cuenca.

La figura 8.25 muestra la comparación entre las 5 series (SP2) de datos utilizadas y la serie original (P1) utilizada para evaluar las aportaciones bajo escenarios de Cambio Climático (B1 y A2) en la cuenca del Fluvia.

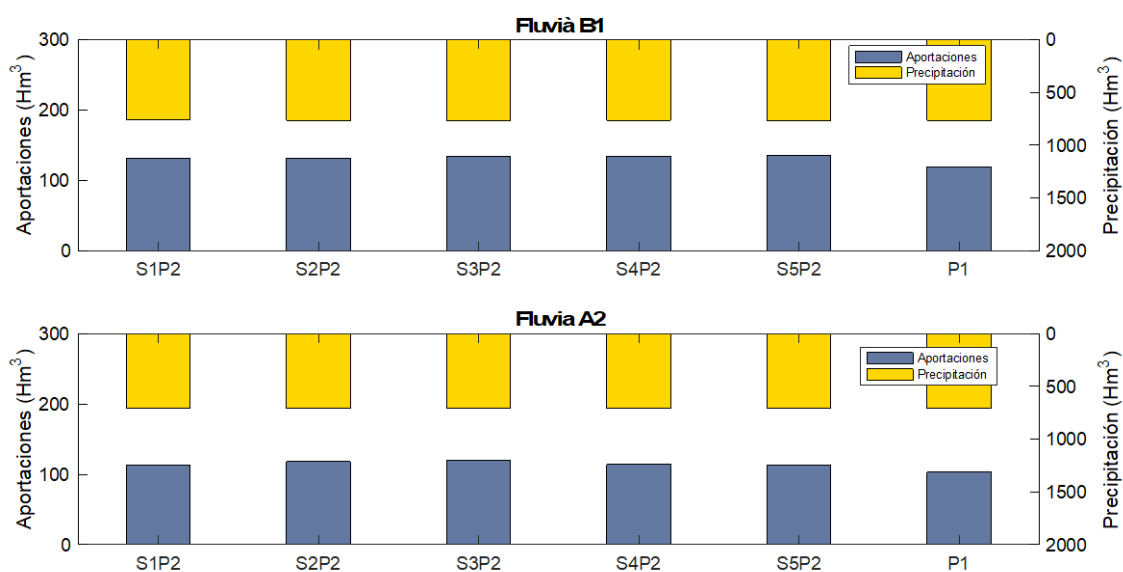


Figura 8.25. Aportación media anual (amarillo) y precipitación media anual (azul) en la cuenca del Fluvia para las 5 series de datos utilizados (SP2) y la condición original (P1).

Cada serie de datos fue utilizada en el modelo hidrológico manteniendo la misma temperatura y tasas de ET_0 para cada escenario de cambio climático en el horizonte de

proyección 2000 – 2050. Se observa que cada serie nueva de datos genera más caudal que la serie original utilizada en las etapas primarias de este estudio. La diferencia varía entre 10 – 12% (escenario B1).

Para el caso del escenario A2 de cambio se observa la misma situación que lo anterior. Tomando un valor de precipitación media para cada serie de datos y la serie original, nuevamente se observa un aumento de caudal en las nuevas series de datos generadas. Este aumento de caudal varía entre 9 – 14% del valor obtenido bajo la serie de datos original (P1). Esto significa que bajo situación estandarizada nuevamente encontramos diferencias en el caudal producto de la nueva distribución temporal presente en las 5 series de datos utilizadas.

Esto despierta la duda razonable de conocer las causas de esta diferencia en el volumen. La primera hipótesis y única aplicable, es la variación de la precipitación. Debido a que el resto de los valores de entrada como la ET_0 fueron mantenidos constantes en el modelo, se puede aislar la causa de este cambio como se muestra a continuación (tabla 8.9).

Como ha sido explicado en el estado del arte, la variabilidad de la lluvia, espacial y temporal, afecta de manera importante la respuesta hidrológica de la cuenca. Esta respuesta puede ser observada en los resultados de las simulaciones. En este caso la variabilidad temporal ha sido analizada satisfactoriamente y los resultados son claramente apreciables.

Tabla 8.9. Variación de las aportaciones en la cuenca del Fluvia por escenario para cambios en la distribución temporal de la precipitación.

Serie	Fluvià – Precipitación (hm ³)		Fluvià – Aportaciones (hm ³)	
	B1	A2	B1	A2
P1	763.7	707.2	119.4	102.9
S1P2	762.7	706.1	131.1 (+ 9.0%)	113.7 (+ 9.4%)
S2P2	764.4	705.6	131.6 (+ 9.3%)	118.0 (+ 12.7%)
S3P3	763.7	707.5	133.6 (+ 10.6%)	120.2 (+ 14.3%)
S4P4	763.5	708.3	134.8 (+ 11.4%)	114.1 (+ 9.8%)
S5P2	764.4	707.7	135.1 (+ 11.6%)	113.6 (+ 9.4%)

El caso de la cuenca de la Tordera no difiere de lo observado en la cuenca del Fluvia (figura 8.26).

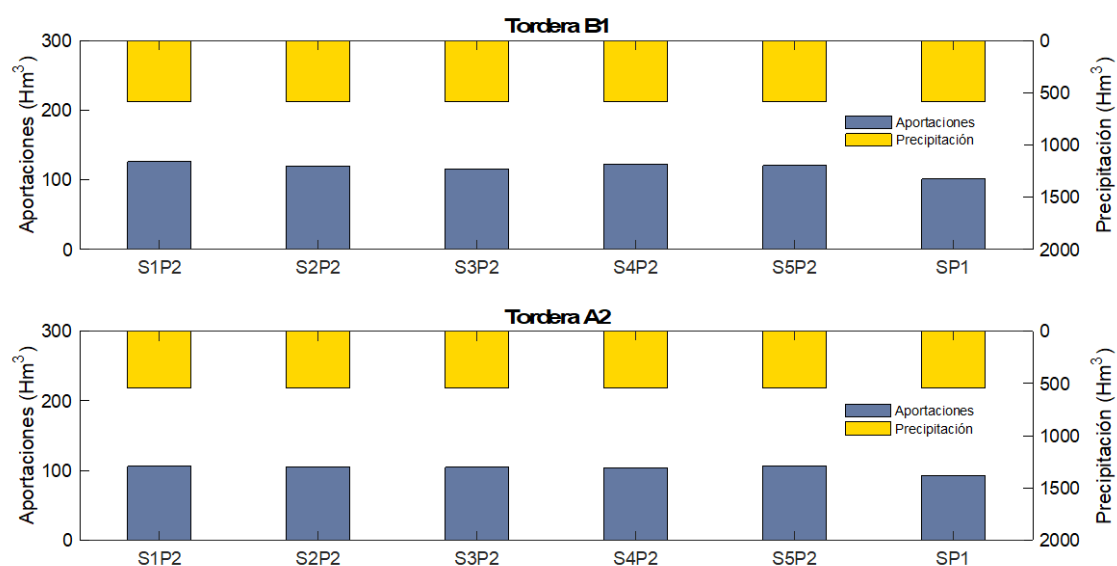


Figura 8.26. Aportación media anual (amarillo) y precipitación media anual (azul) en la cuenca de la Tordera para las 5 series de datos utilizados (SP2) y la condición original (P1).

Para el escenario B1 nuevamente se observa un aumento de las aportaciones medias anuales para las 5 series de datos utilizadas en el modelo hidrológico en comparación con la serie original (P1) utilizada en las etapas iniciales del estudio. Para este escenario el valor de aportación varió entre 9 -14% más del valor normal. En este caso nuevamente la distribución temporal de la lluvia jugó un papel importante influyendo en una respuesta hidrológica de la cuenca diferente a la observada bajo la condición de cambio inicialmente considerada.

El escenario A2 presenta una situación similar a la anterior. La aportación media anual calculada para las 5 series de datos presentó un aumento que varía entre 11 – 13% más que la aportación calculada bajo la condición normal (tabla 8.10).

Tabla 8.10. Variación de las aportaciones en la cuenca de la Tordera por escenario para cambios en la distribución temporal de la precipitación.

Serie	Tordera – Precipitación (hm ³)		Tordera – Aportaciones (hm ³)	
	B1	A2	B1	A2
P1	587.6	545.9	100.8	92.3
S1P2	587.6	544.7	126.4 (+ 20.5%)	106.2 (+ 13.1%)
S2P2	587.2	546.6	119.6 (+ 15.7%)	105.3 (+ 12.3%)
S3P3	586.6	545.7	115.9 (+ 13.0%)	104.6 (+ 11.7%)
S4P4	587.4	545.7	123.0 (+ 18.0%)	104.2 (+ 11.4%)
S5P2	587.2	546.5	120.3 (+ 16.2%)	106.5 (+ 13.3%)

8.8.1 Análisis de la distribución de días secos (no-lluvia) en el Fluvià y la Tordera para los datos de precipitación generados bajo la condición de Markov 2^{do} orden

Si la inferencia presentada en este estudio para este proceso recae en la distribución temporal de la precipitación, es necesario analizar si existe realmente una nueva distribución temporal que genera cambios en las aportaciones finales por cuenca. Para realizar este proceso se analizó la nueva lluvia generada (5 series de datos) en comparación con la serie normal generada. Esto implica que se compararon series generadas bajo una cadena de Markov de 2^{do} orden con una de 1^{er} orden. La hipótesis planteada al principio consideraba que a través de estas metodologías se lograría obtener una distribución temporal de la lluvia distinta a la anterior. Al hacerlo se obtuvieron los resultados observados en las figuras anteriores.

Se procedió a analizar la lluvia para las 5 series de datos, en cada una de las estaciones meteorológicas ubicadas en cada cuenca y para los dos escenarios de Cambio Climático (B1 y A2). La manera de estudiarlo fue realizar histogramas para la lluvia diaria, pero tomando como valor principal los días sin lluvia (día seco). Esto permitiría conocer la distribución temporal de la lluvia a modo de evaluar la influencia del día seco en climas mediterráneos como el estudiado. En un principio se pretendió contabilizar los días de lluvia, pero al poco de avanzar el estudio se observó que quizás la variable más importante a analizar para este tipo de clima era el día sin lluvia. Es probable que debido a la climatología y a la distribución estacional de la lluvia sea muy importante el comportamiento de esta situación. Es esperable un desecamiento rápido de los suelos en ausencia de lluvia. Al cambiar el patrón de distribución, es probable que el comportamiento del sistema hidrológico cambie y por ende su capacidad para almacenar y generar recursos hídricos.

A modo de ejemplo se presentaron algunos casos para diferentes estaciones meteorológicas por cuenca y por escenario de Cambio Climático. El resto de los histogramas son presentados en el anejo 10.9. El histograma representa el número de veces que se repite uno o varios días secos. Cada serie de datos se compara con el original a modo de evaluar las diferencias. La simbología P1 y P2 representan el orden de la cadena de Markov. Por consiguiente, la cadena de orden 1 está definida como P1 y la cadena de orden 2 como P2. A partir de estas diferencias se intenta explicar cómo el cambio en el número de días secos puede haber afectado la producción de aportaciones. La figura 8.27 muestra diversos histogramas para las 5 series de datos generadas con P2, que fueron comparadas con la serie normal (P1).

Como ya se comentó anteriormente se han mantenido constante todas las otras variables con el fin de centrarse únicamente en la variabilidad temporal de la precipitación. El análisis se realizó para el escenario de Cambio Climático B1 en el horizonte de proyección 2000 – 2050 en la cuenca del Fluvià para la estación meteorológica de Castellfollit de la Roca.

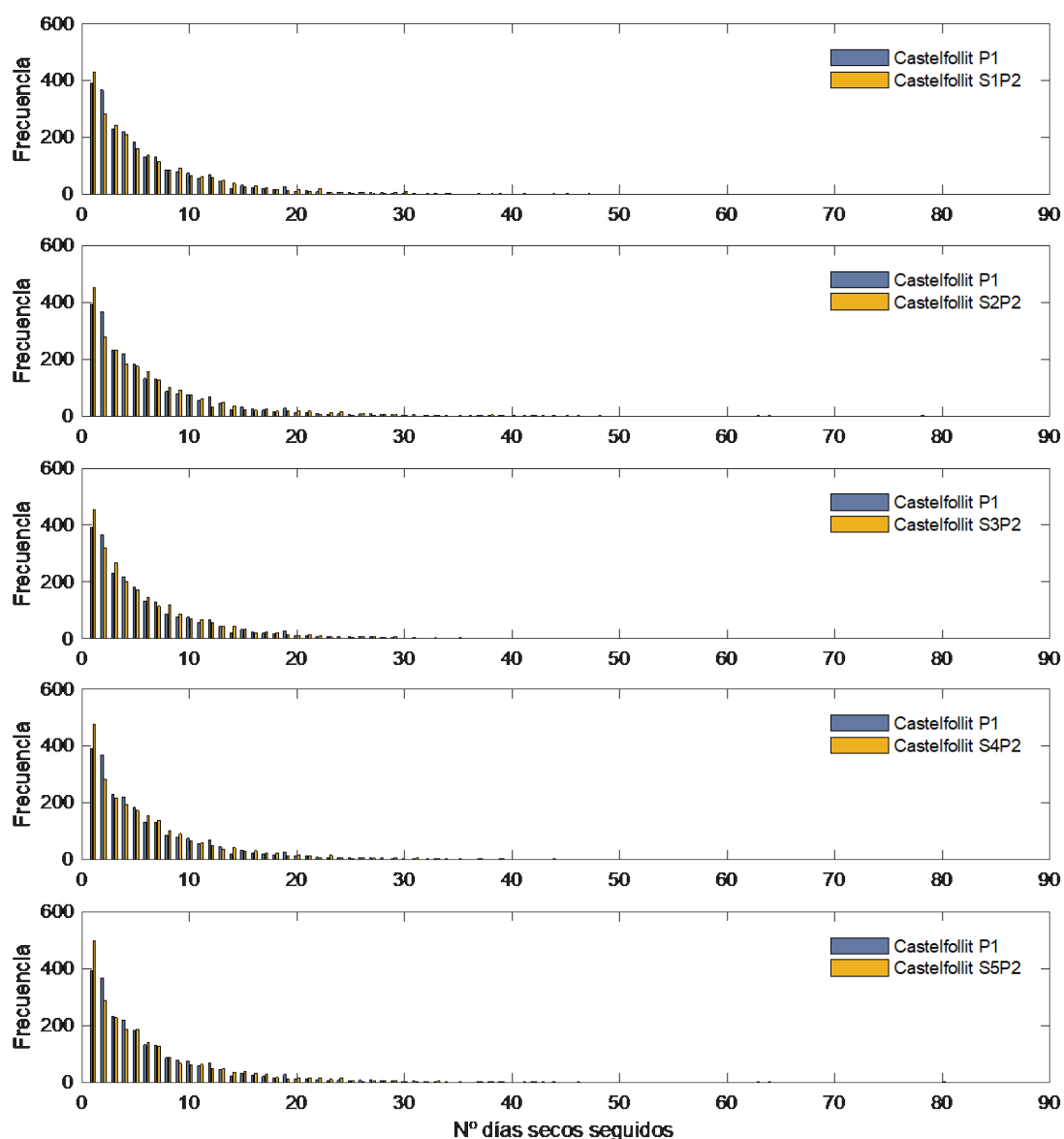


Figura 8.27. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Castellfollit de la Roca (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Se observan en la figura leves diferencias en el histograma concerniente al aumento o disminución del número de días secos. Sí es claramente observable que para cada histograma el número de veces que se repite un solo día seco aumenta en cada uno de los histogramas. Esto quiere decir que, si en las series nuevas generadas tenemos más días secos iguales a uno, podría ser un indicativo que la lluvia se ha distribuido temporalmente de manera distinta a lo observado en la serie normal, es este caso, de

manera menos agrupada. Esta variabilidad observada en el histograma podría generar que al haber menos días secos seguidos (aumento de días secos igual a 1), exista una menos desecación del suelo y, por ende, una pérdida menor de humedad, lo que podría derivar en una producción mayor de aportaciones.

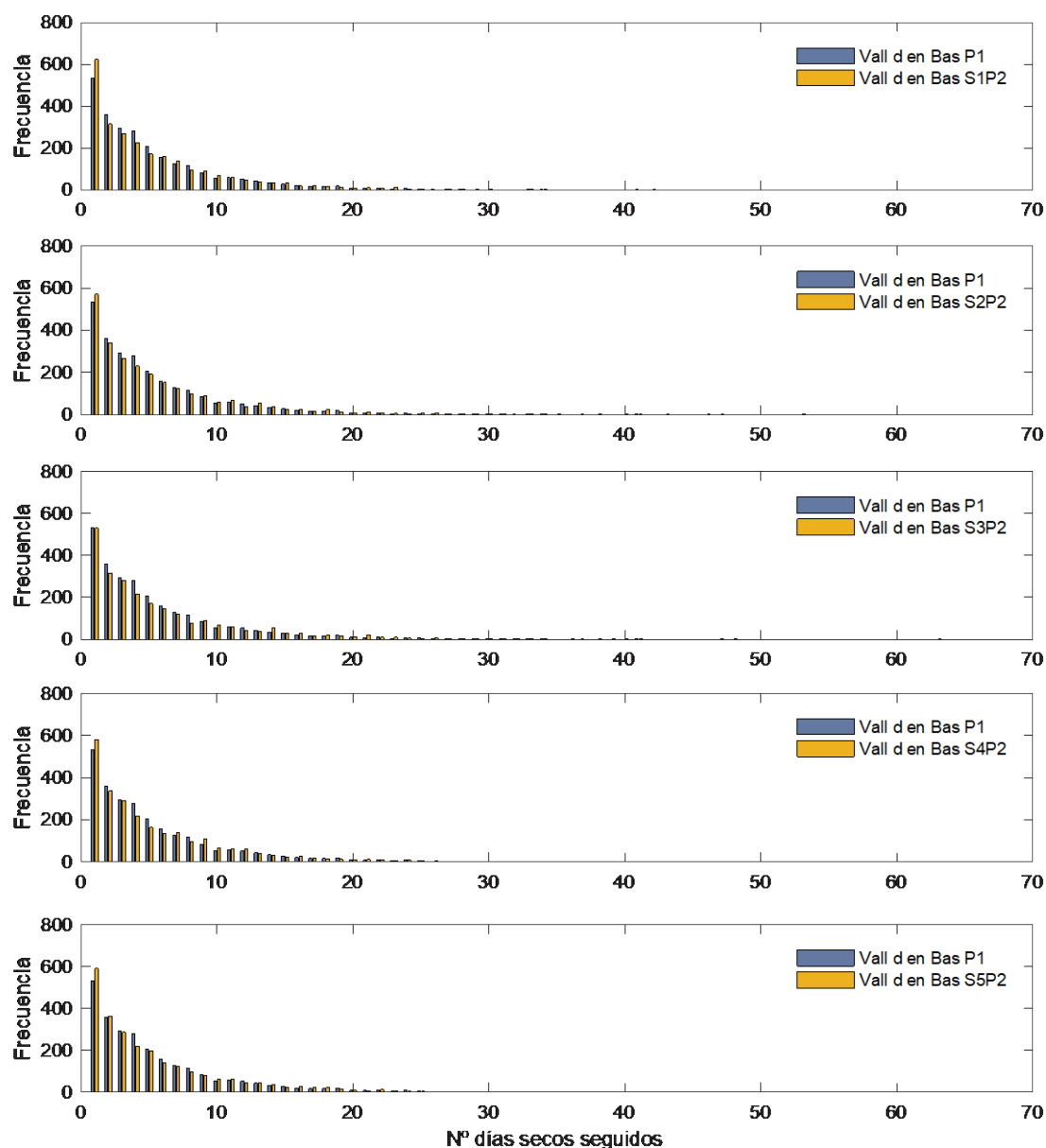


Figura 8.28. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación de la Vall d'en Bas (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

La figura 8.28 muestra otro conjunto de histogramas para la cuenca del Fluvià para la estación de la Vall d'en Bas.

El análisis se hace en la estación de la Vall d'en Bas para el escenario de cambio A2 y en el mismo horizonte de predicción que el caso anterior. Nuevamente se observa un aumento del número de veces que se repite la condición de un día seco, lo que implicaría que disminuyera el número de dos o más días secos (sin lluvia).

El mismo análisis fue llevado a cabo en dos estaciones meteorológicas de la cuenca de la Tordera. Para el caso del escenario de cambio B1 se seleccionó la estación de Breda, y para el caso del horizonte A2 se seleccionó la estación de Sant Celoni.

Los resultados encontrados pueden ser observados en las figuras 8.29 y 8.30. Los histogramas muestran un comportamiento similar a lo observado en las figuras 8.27 y 8.28, repitiéndose nuevamente la misma tendencia descrita en el párrafo anterior pero más aguda para el caso de días sin lluvia igual a 1 especialmente en la estación de Breda.

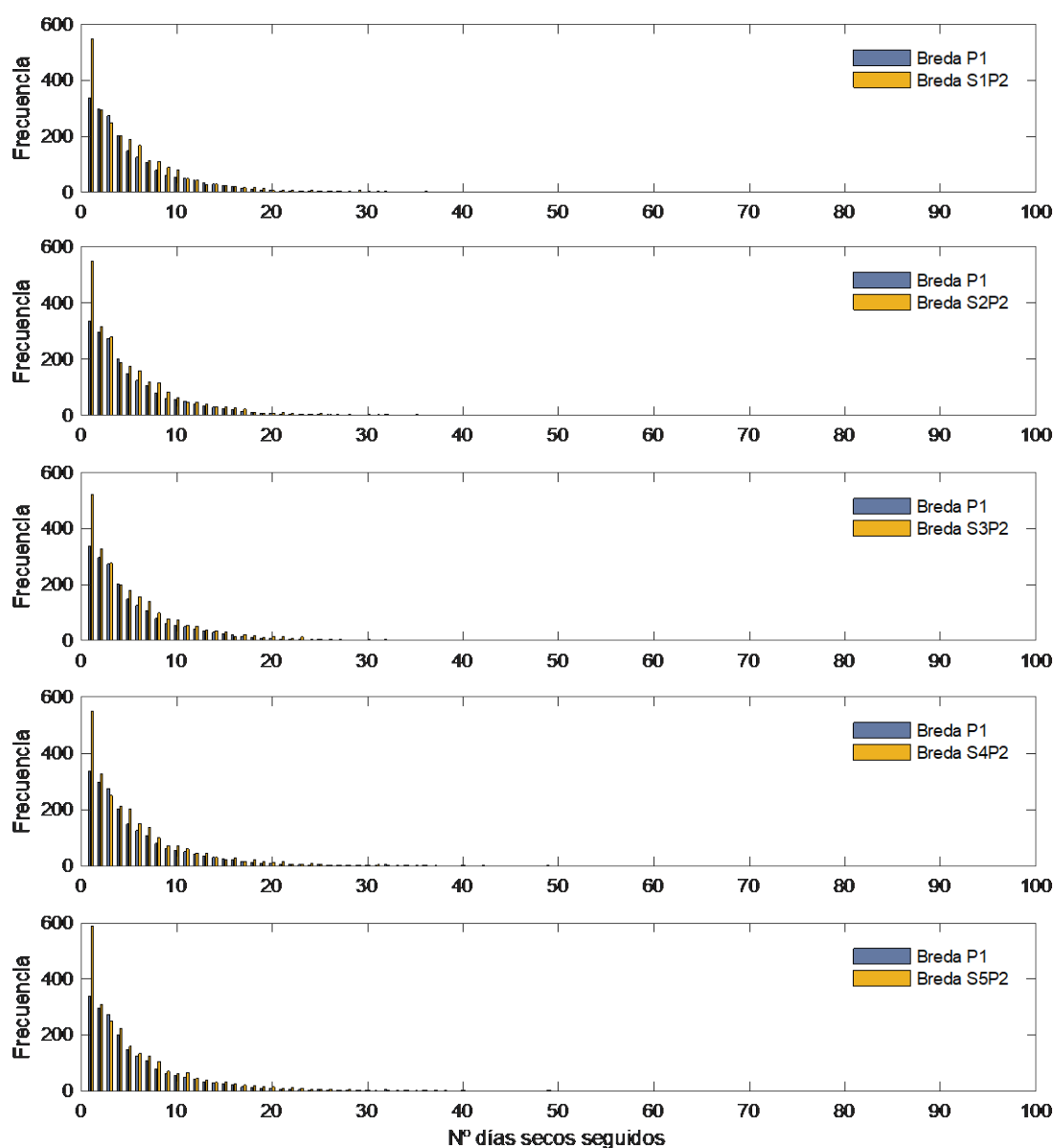


Figura 8.29. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Breda (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Este tipo de análisis es de gran importancia y requiere de estudios más profundos en los cuales se puedan corroborar los resultados con mediciones de campo de tipo edafológico. Sin embargo, lo analizado presenta resultados que permiten tener una primera valoración de los efectos que producen cambios en la precipitación bajo simulaciones continuas y a largo plazo, en un sistema tan complejo como el sistema hídrico.

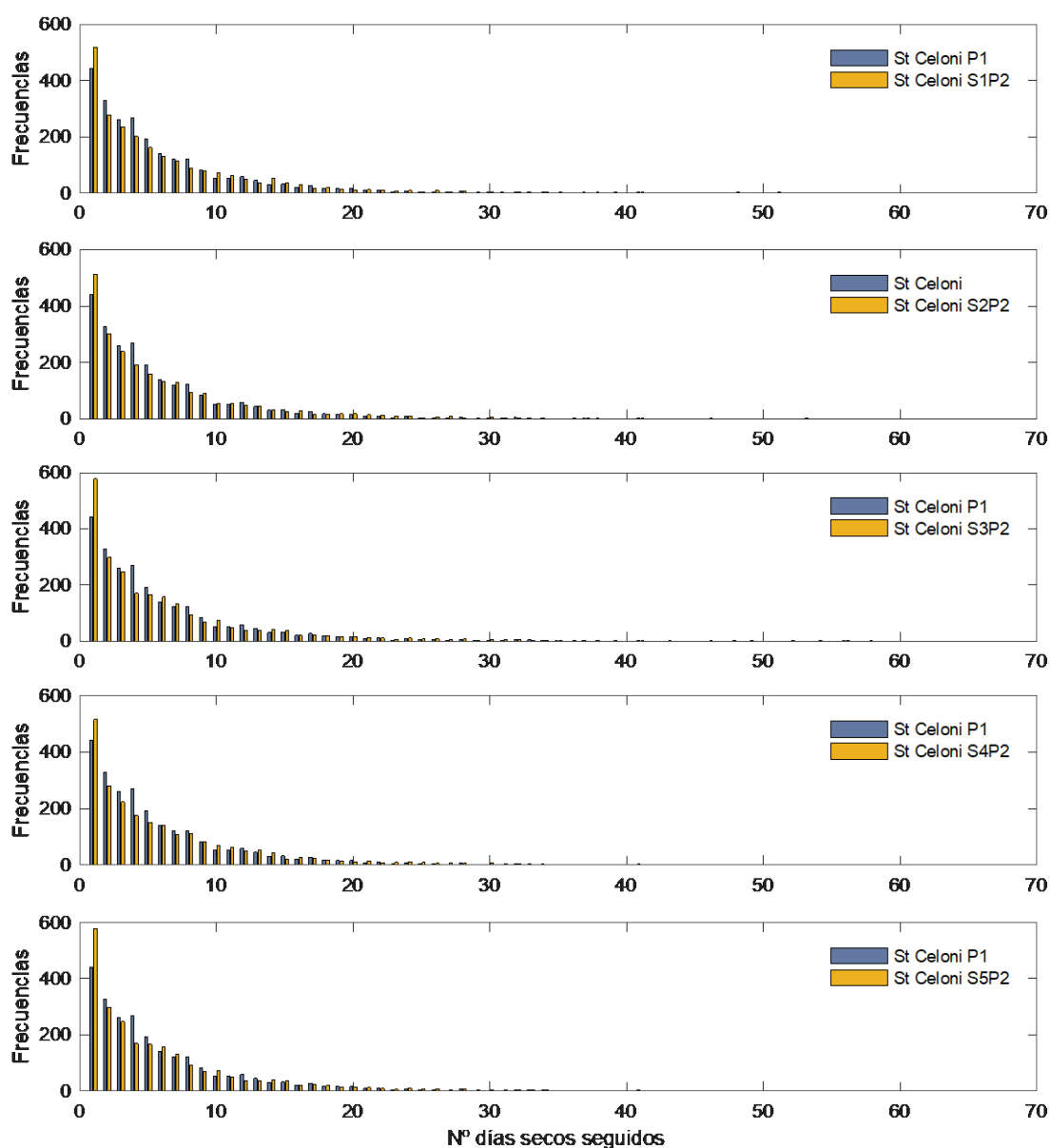


Figura 8.30. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Sant Celoni (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Además de lo expuesto en el párrafo anterior, se refuerza la idea de que la metodología de cálculo utilizada para realizar el escalado de los modelos climatológicos afecta directamente los resultados a nivel de caudal. La alta susceptibilidad de dichos métodos puede llevar a errores en los resultados finales que afecten directamente planes de manejo del recurso hídrico. El desconocimiento de los procesos que intervienen en el

ciclo hídrico y la mala utilización de herramientas que permiten su análisis, pueden derivar en conclusiones erróneas que afectan directamente a cualquier estrategia de desarrollo local que incluyen la utilización de los recursos hídricos.

8.8.2 Comparación del número total de días secos (no lluvia) entre las dos condiciones de Markov propuestas (1^{er} y 2^{do} orden) en la cuenca del Fluvià y de la Tordera para los escenarios B1 y A2

Con el fin de aislar variables que afecten cambios en las aportaciones se optó por ver cómo varía el número de días secos por estación para las 5 series de estudio y la serie normal. Al llevar a cabo este proceso se puede evaluar si hay gran diferencia en la suma total de días secos. Si este número de días se mantiene más o menos constante, se puede mencionar que este número total no es relevante para la variación de la aportación. De esta manera nuevamente cobra peso la hipótesis de que la distribución temporal de lluvia es la principal causa de las variaciones en la producción de aportaciones.

La figura 8.31 muestra cómo varía el número de días secos para las 5 series de datos y la serie normal en cada una de las estaciones meteorológicas en la cuenca del Fluvià. Esto fue llevado a cabo para cada uno de los escenarios de Cambio Climático ya mencionados.

Se observa, como se planteó anteriormente, que no hay una gran diferencia entre la serie normal y las 5 series generadas. Existen incluso situaciones en que la serie normal es mayor que alguna de las 5 series. Sin embargo, lo interesante de observar es que en la mayoría de los casos existen más días secos en las 5 series analizadas. Sin embargo, este aumento del número de días secos no afecta en la producción de aportaciones para cada una de las 5 series de datos, generando más caudal que la serie normal.

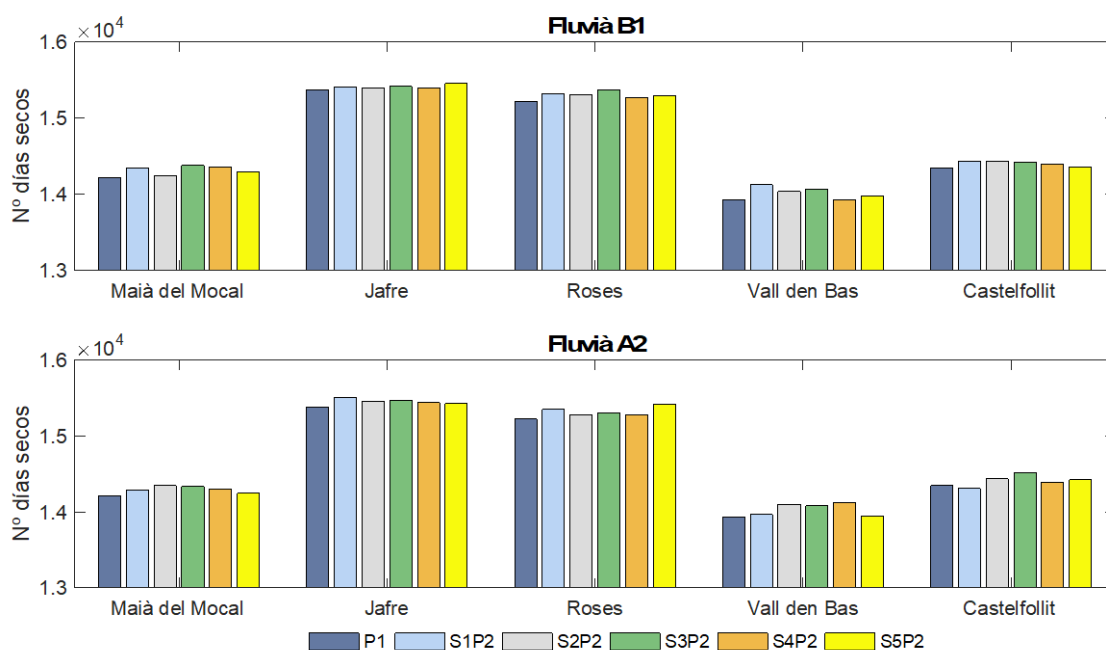


Figura 8.31. Distribución del número de días secos por estación meteorológica (Fluvià) para la serie normal y las 5 series de datos en los escenarios B1 y A2 (S= serie de datos).

Esto demuestra que aun habiendo más días secos en las 5 series, su distribución temporal juega un papel predominante en la generación de aportaciones.

La figura 8.32 muestra el mismo ejercicio de análisis, pero esta vez aplicado en la cuenca de la Tordera. Los resultados son muy similares a los encontrados en la cuenca del Fluvià, donde el número total de días secos parece ser menos importante que la distribución temporal de los mismos. Es relevante también mencionar, que la presencia de un acuífero conocido en la Tordera puede hacer variar o afectar el resultado de este análisis, ya que pueden existir interacciones importantes entre el acuífero y la cuenca lo que pueden no ser bien representados por el modelo hidrológico utilizado en esta tesis. Resulta evidente que para poder determinar interacciones más precisas es necesario hacer un análisis más profundo de la situación del acuífero, con datos de campo reales que permitan calibrar más detalladamente el modelo hidrológico.

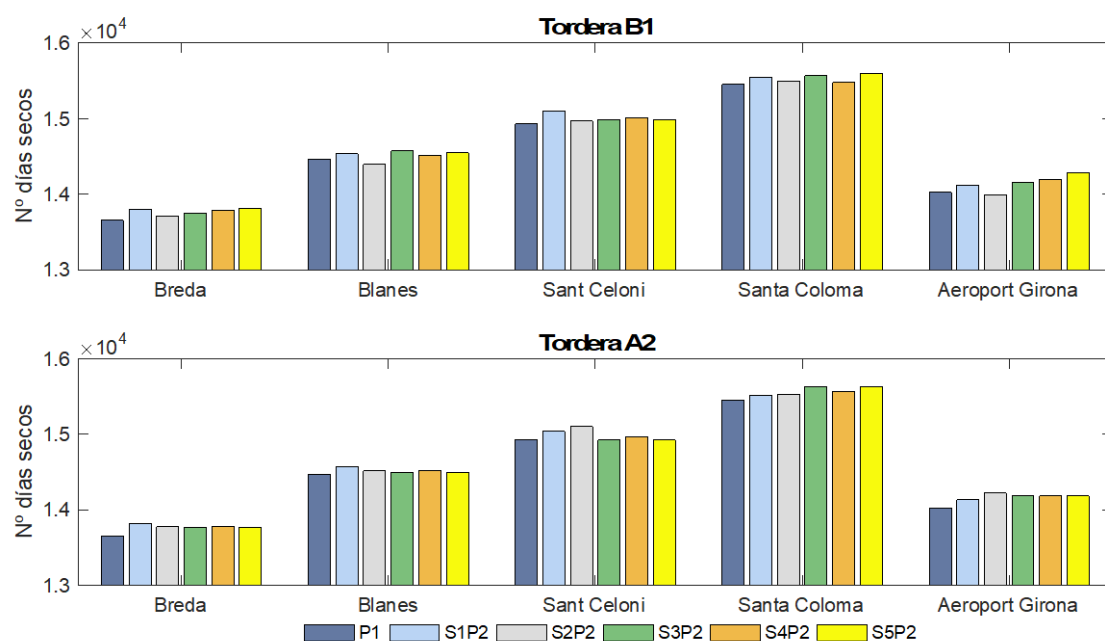


Figura 8.32. Distribución del número de días secos por estación meteorológica (Tordera) para la serie normal y las 5 series de datos en los escenarios B1 y A2 (S= serie de datos).

Lo observable en las figuras 8.31 y 8.32 remarca el hecho de que en el estudio de los recursos hídricos a largo plazo los períodos inter – lluvia juegan un rol importante en almacenamiento de humedad del suelo y por ende, futuros análisis del impacto hidrológico del Cambio Climático en la cuenca necesita información detallada y fiable del comportamiento de la precipitación no solo a nivel espacial, sino también, a nivel temporal.

8.8.3 Cálculo de la aportación media para las series de datos generadas para ambas condiciones de Markov (1^{er} y 2^{do} orden) en la cuenca del Fluvia y la Tordera (escenarios B1 y A2)

Se calculó la aportación mensual media para las 5 series de datos y la serie normal para ambos escenarios de cambio futuro en ambas cuencas de estudio.

La figura 8.33 muestra el caso de la cuenca del Fluvial para el escenario B1 y A2. Se observan las aportaciones calculadas por mes en cada una de las series de datos.

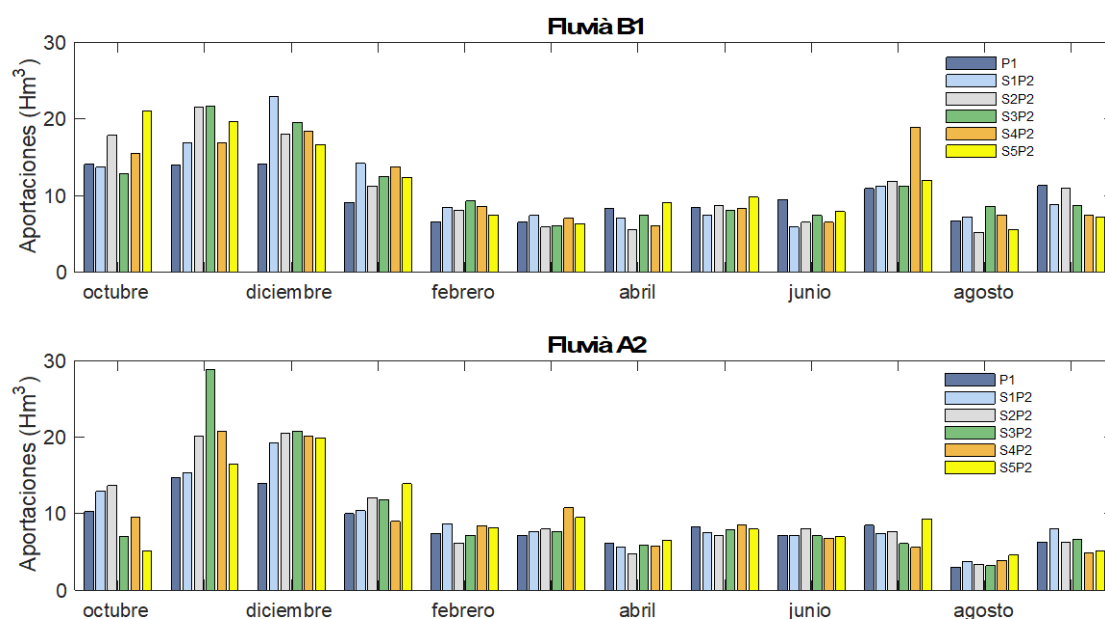


Figura 8.33. Aportación media mensual en la cuenca del Fluvial para los 5 set de datos utilizados y la condición normal (S= serie de datos).

Se observa que en la mayoría de las veces el caudal de aportaciones es mayor en las 5 series de datos que en la serie normal. Esto se explica porque la media en 50 años es mayor en cada una de las 5 series que en la serie normal. Se observa que durante los meses de menor precipitación (primavera y verano) la variabilidad entre aportaciones es menos pronunciada. Esto difiere de lo que ocurre entre los meses de agosto y noviembre donde la variabilidad entre series de datos es mayor. Este fenómeno coincide con los meses en que se producen las mayores precipitaciones, lo cual es esperable ya que durante los meses más lluviosos es donde se producen los mayores cambios en las aportaciones. Este fenómeno ha sido observado tanto en el escenario B1 como el A2.

La Tordera presenta una situación similar a la descrita anteriormente en ambos escenarios (figura 8.34), con una tendencia a mayor variabilidad para las series de datos en los meses de otoño (salida del verano) e invierno. Sin embargo, esta variabilidad es

un tanto menor que lo ocurrido en la cuenca del Fluvià, y esto podría deberse en parte a la presencia del acuífero ubicado aguas abajo de la cuenca. Este podría estar afectando principalmente las condiciones de humedad del suelo. Esta hipótesis debe ser estudiada en profundidad en posteriores estudios.

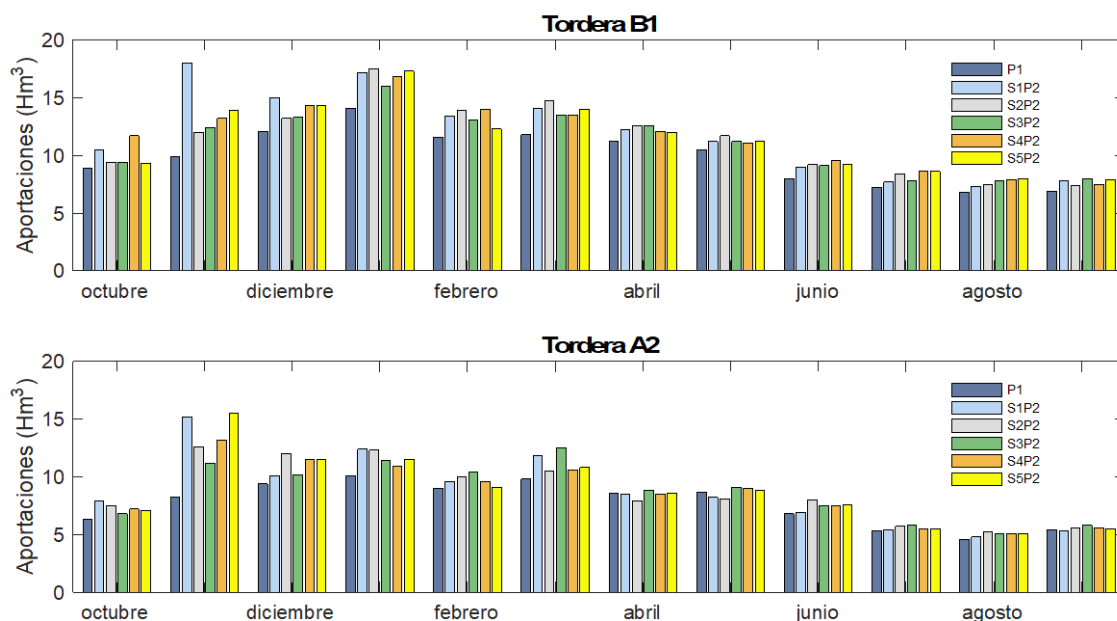


Figura 8.34. Aportación media mensual en la cuenca de la Tordera para los 5 set de datos utilizados y la condición normal (S= serie de datos).

También se puede observar el comportamiento de las cuencas al estudiarlas a largo plazo. Por ejemplo, se observa que las mayores aportaciones se dan entre los meses de noviembre y enero, sin ser estos los más lluviosos, sin embargo, esto indicaría que el sistema entrega agua a los cauces principales a través del tiempo, es decir hay por un lado una escorrentía directa generada al momento de la lluvia, y, por otro lado, una escorrentía diferida aportada principalmente por el agua subterránea. De aquí se desprende nuevamente la importancia de la humedad del suelo en la producción hídrica y cómo esta humedad deriva principalmente de la duración de los períodos secos a los cuales esté sometido el sistema hídrico.

8.8.4 Comparación de la humedad del suelo para una serie de datos generados a partir de Markov 2^{do} orden y la serie normal (Markov 1^{er} orden) en la cuenca del Fluvà y la Tordera para escenarios B1 y A2

Otra variable importante a analizar que se relaciona directamente con la respuesta hidrológica de la cuenca, es la humedad del suelo. Las figuras que se muestran a continuación corresponden a años elegidos al azar con el fin de evaluar cómo evoluciona la humedad del suelo y cómo esta curva condiciona el caudal. Para esto se ha graficado la curva de humedad versus el caudal acumulado. Los años han sido seleccionados de las series de datos presentadas en este estudio para el análisis de la variación temporal de la precipitación en función de las cadenas de Markov de 1^{er} y 2^{do} orden.

La figura 8.35 muestra cuatro casos de análisis para los años 2011, 2013, 2020 y 2044 para la cuenca del Fluvà bajo el escenario de Cambio Climático B1.

La elección de dichos años se basó principalmente en el monto de precipitación anual, de modo que se compararan situaciones con valores similares (tanto en el escenario B1 como en el A2). Es decir, en cada año seleccionado la precipitación fue la misma para la nueva serie de datos (P2) y la serie normal (P1).

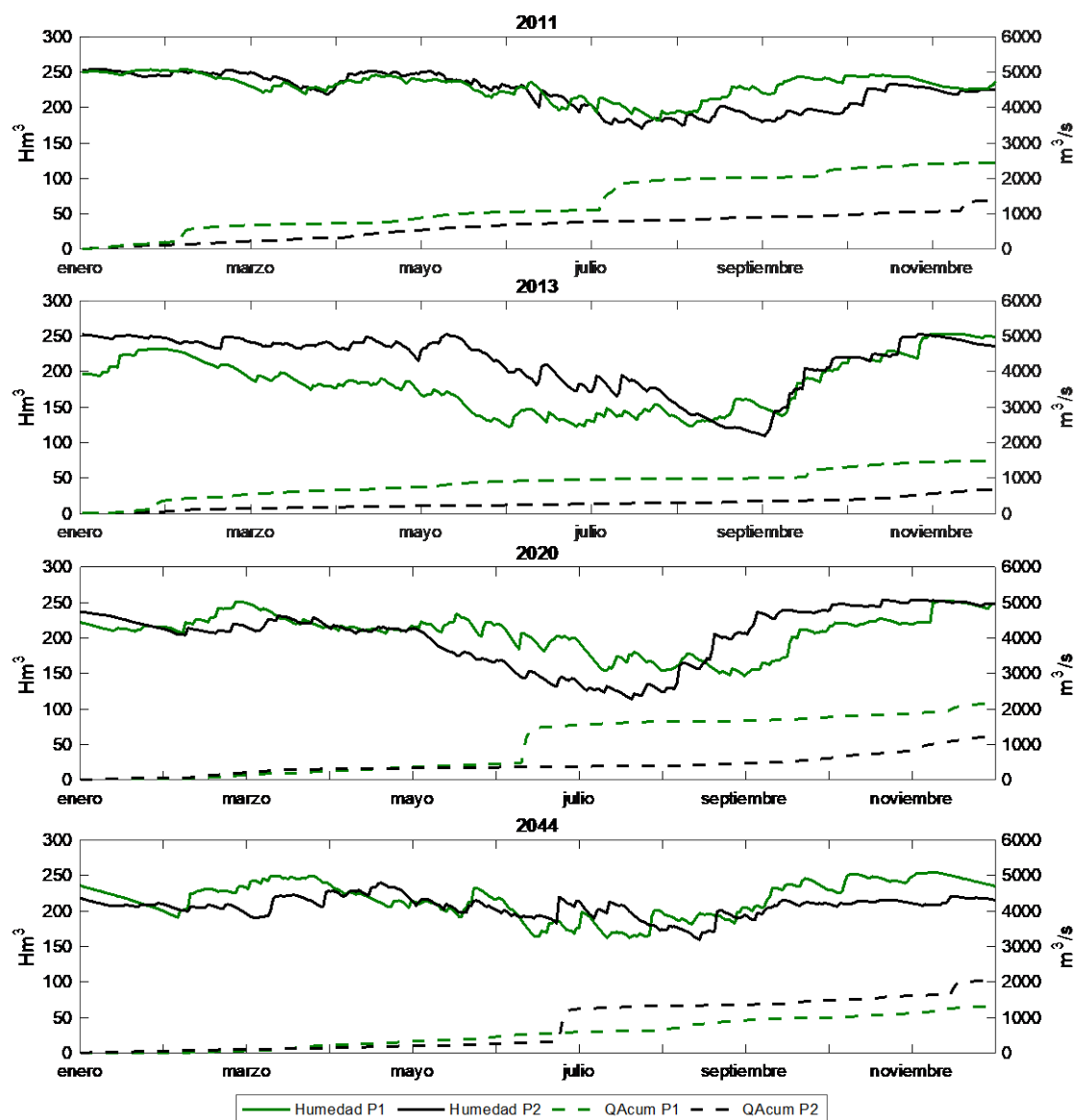


Figura 8.35. Comparación de la variación anual de la humedad del suelo vs el caudal acumulado para los años 201, 2013, 2020 y 2044 en la cuenca del Fluvà (B1) bajo la serie de datos normal y una de las 5 series de datos generadas (P2 = serie generada para una cadena de Markov de 2do orden; P1 = serie generada para una cadena de Markov 1er orden).

Para el escenario A2 en la cuenca del Fluvà se analizaron cuatro casos para los años 2014, 2015, 2019 y 2044 (figura 8.36).

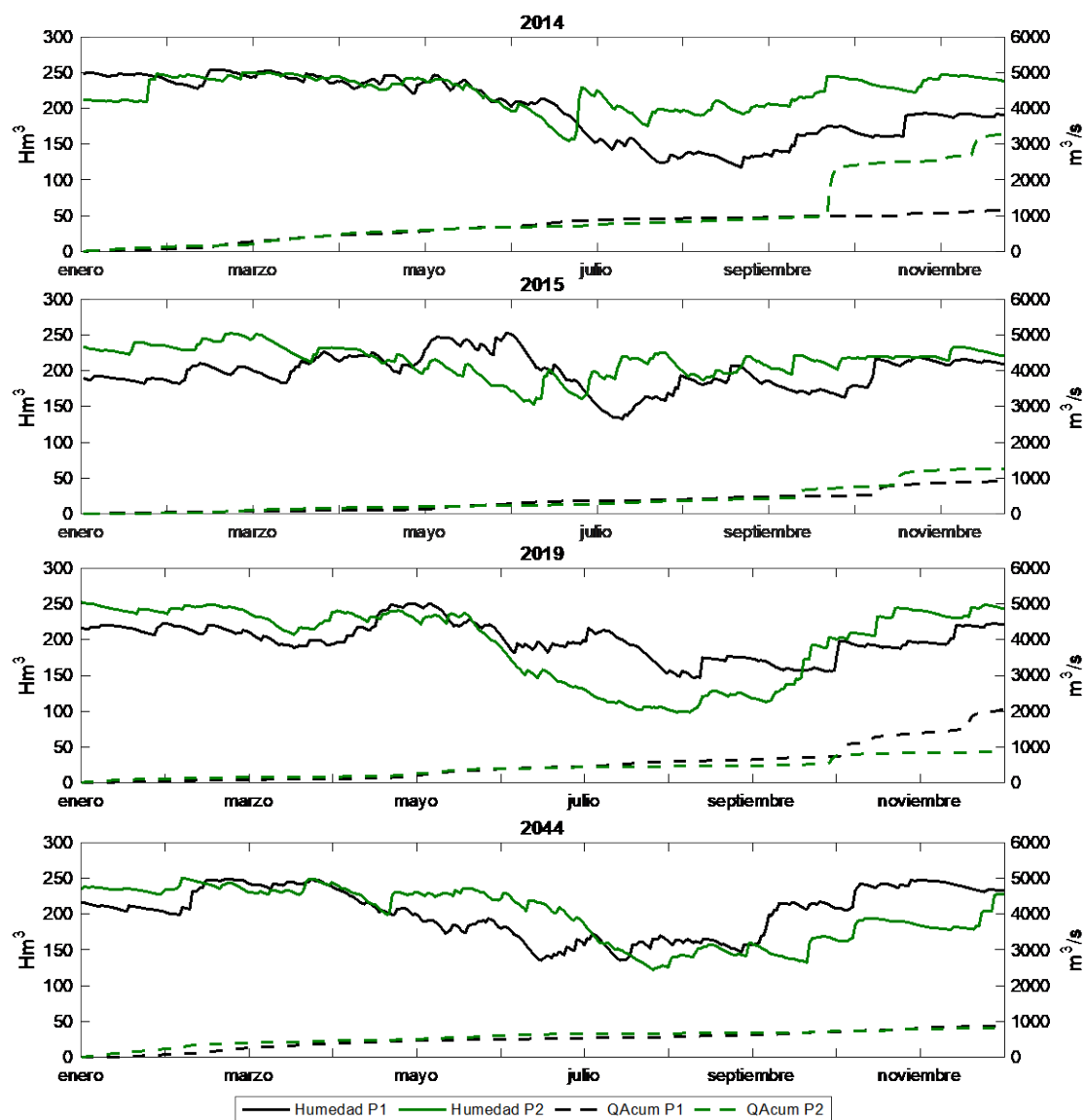


Figura 8.36. Comparación de la variación anual de la humedad del suelo vs caudal acumulado para el los años 2014, 2015, 2019 y 2044 en la cuenca del Fluvial (A2) bajo la serie de datos normal y una de las 5 series de datos generadas (P2 = serie generada para una cadena de Markov de 2do orden; P1 = serie generada para una cadena de Markov 1er orden).

Las gráficas muestran el comportamiento de la humedad del suelo (mm) y como éste afecta la curva de caudal acumulado (m^3/s). Nuevamente se han comparado las 5 series de datos generadas para P2 con la serie normal generada para P1. El análisis pretende determinar cómo se comportan estas 5 nuevas series de datos y su influencia en la humedad del suelo. Esto también permite tener una visión de cómo la evolución de la

humedad, causa directa de la distribución temporal de la precipitación, afecta las aportaciones finales. La línea negra continua representa la curva de humedad para la serie normal (P1) y la línea verde continua la curva de humedad generada para alguna de las 5 series generadas con P2. La línea discontinua de color negro representa la curva de caudal acumulada bajo la serie normal (P1) y la línea verde discontinua representa la curva de caudal acumulada para el mismo set de datos utilizados por la curva verde (P2). De las figuras se puede observar que el caudal es sensible a los cambios de humedad del suelo, generando mayores pulsos de caudal cuando la humedad es mayor. Observando el gráfico a partir de la mitad del año (julio), se puede inferir que aumentos en el caudal son generados por aumentos de la humedad del suelo. Este aumento tiene principalmente su causa en la ocurrencia de precipitaciones, pero adicionalmente, en el estado de saturación del suelo. Un suelo en buenas condiciones de humedad favorecerá una mayor producción de caudal.

Si se toma en cuenta que en el análisis propuesto se han utilizado series de precipitación con distribuciones temporales distintas (más repartidas) que la utilizada como primer análisis de este estudio (serie normal), nuevamente queda de manifiesto que si la lluvia cae más distribuida es probable que la humedad del suelo sea mejor resguardada en el sistema. Si el contenido de humedad es mayor y más homogéneo dentro de un período de tiempo dado, es probable que cuando se producen eventos de precipitación, existe una mayor generación de escorrentía debido al estado de saturación del suelo, lo que en el balance total resultará en un mayor volumen de aportación.

El escenario A2 se comporta de manera similar al escenario B1. En él se observa nuevamente que el caudal acumulado está condicionado directamente por el contenido de humedad del suelo, y que cambios en la humedad afectan directamente en la generación del caudal. Nuevamente las condiciones antecedentes de humedad del suelo cumplen una función importante en la generación de caudales. Finalmente, en la mayoría de los casos observados la línea verde discontinua, que corresponde a la curva de caudal acumulado para una de las 5 series de datos (P2) fue mayor a la línea negra discontinua (P1) en la mayoría de los casos, lo que confirma los resultados obtenidos para las aportaciones generadas a través de las 5 nuevas series de datos analizadas en este estudio.

La figura 8.37 muestra los resultados encontrados para la cuenca de la Tordera. Se analizó el escenario de Cambio Climático (B1) para los años 2019, 2032, 2042 y 2043.

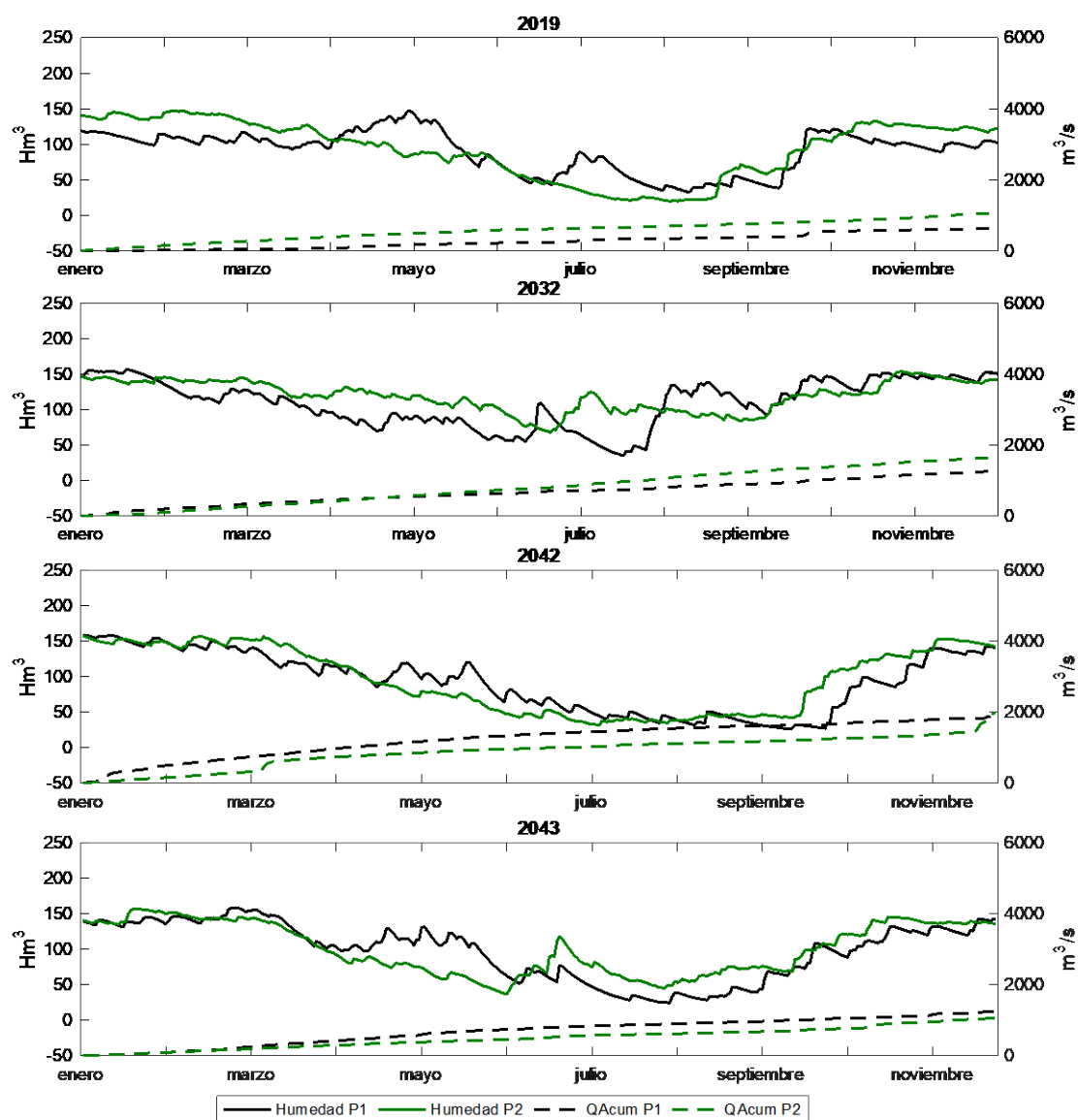


Figura 8.37. Comparación de la variación anual de la humedad del suelo vs caudal acumulado para el los años 2019, 2032, 2042 y 2043 en la cuenca de la Tordera (B1) bajo la serie de datos normal (P1) y una de las 5 series (P2) de datos generadas (P2 = serie generada para una cadena de Markov de 2do orden; P1 = serie generada para una cadena de Markov 1er orden).

Existe una leve diferencia entre lo observado en Fluvia. Por lo general la cuenca de la Tordera presenta menos cambios bruscos de caudal y el caudal acumulado. Es probable que estas variaciones puedan estar influenciadas por la presencia del acuífero ubicado en la zona baja (más cercana a desembocadura) de la cuenca de la Tordera.

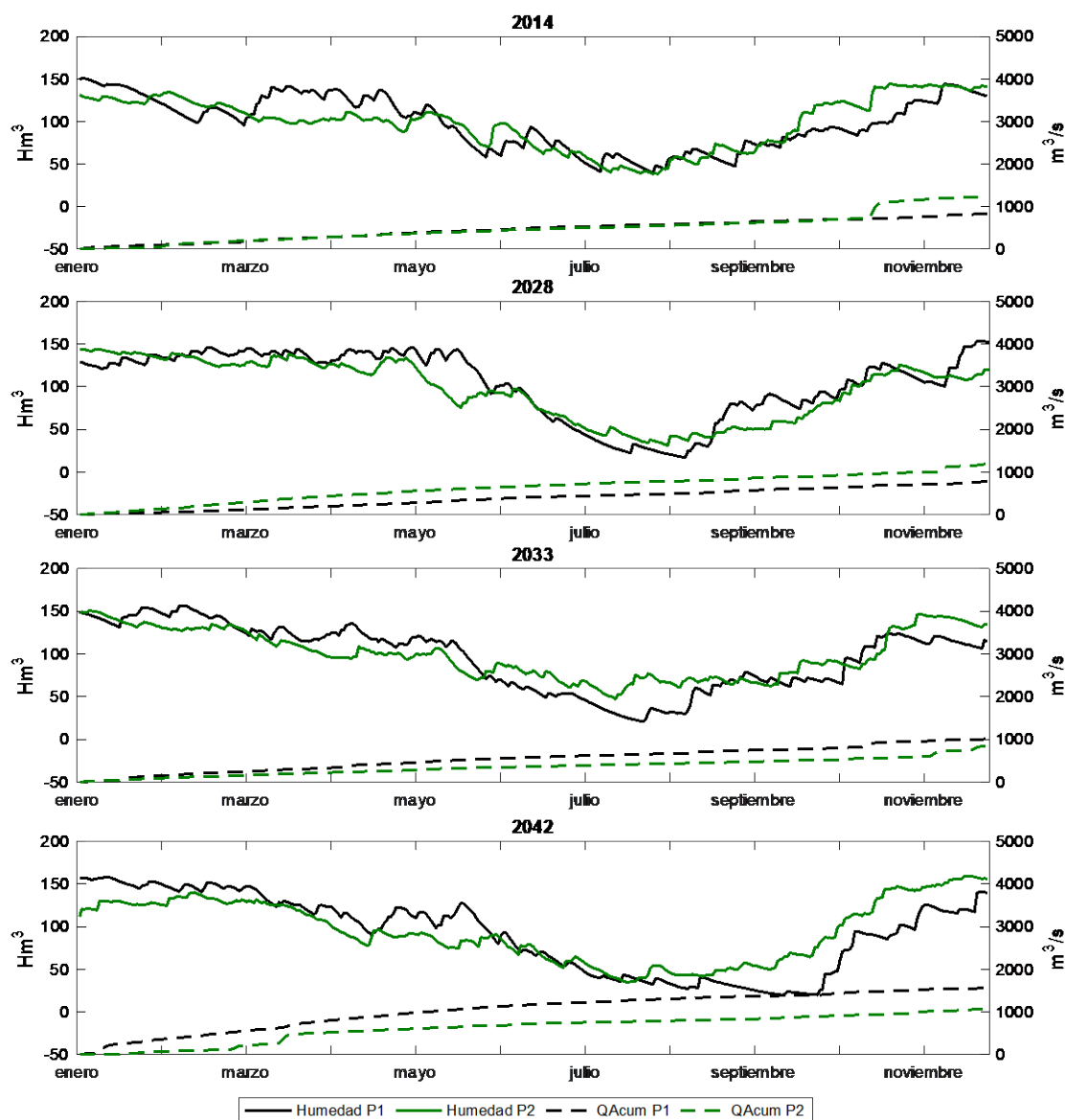


Figura 8.38. Comparación de la variación anual de la humedad del suelo vs caudal acumulado para el los años 2014, 2028, 2033 y 2042 en la cuenca de la Tordera (A2) bajo la serie de datos normal (P1) y una de las 5 series (P2) de datos generadas (P2 = serie generada para una cadena de Markov de 2do orden; P1 = serie generada para una cadena de Markov 1er orden).

La figura 8.38 muestra los resultados encontrados para la cuenca de la Tordera. Se analizó el escenario de Cambio Climático (A2) para los años 2014, 2028, 2033 y 2042.

Los resultados obtenidos para el escenario A2 en la cuenca de la Tordera son similares a los obtenidos para el escenario B1, en relación al comportamiento de la curva de caudal acumulado, con variaciones por lo general menos marcadas que en el Fluvial. Si bien es cierto que hay una tendencia a generar más caudal bajo la serie de datos nueva, existe una mayor estabilidad del caudal que podría deberse principalmente al efecto del acuífero presente en la cuenca.

Aún cuando poder evaluar en más detalle el efecto del acuífero en los resultados obtenidos en este estudio no ha sido posible, ya que no se contó con medidas reales de piezometría en el terreno, el modelo hidrológico ha permitido de manera simplificada inferir efectos de éste en la generación de los caudales finales. Es evidente que el efecto del acuífero en los procesos integrados de cuenca debe ser abordado a través de un estudio más detallado, en el cual las mediciones de terreno sean punto de partida para la correcta caracterización de la situación. Esto permitiría conocer de mejor manera los procesos que intervienen en el sistema hidrológico en su conjunto.

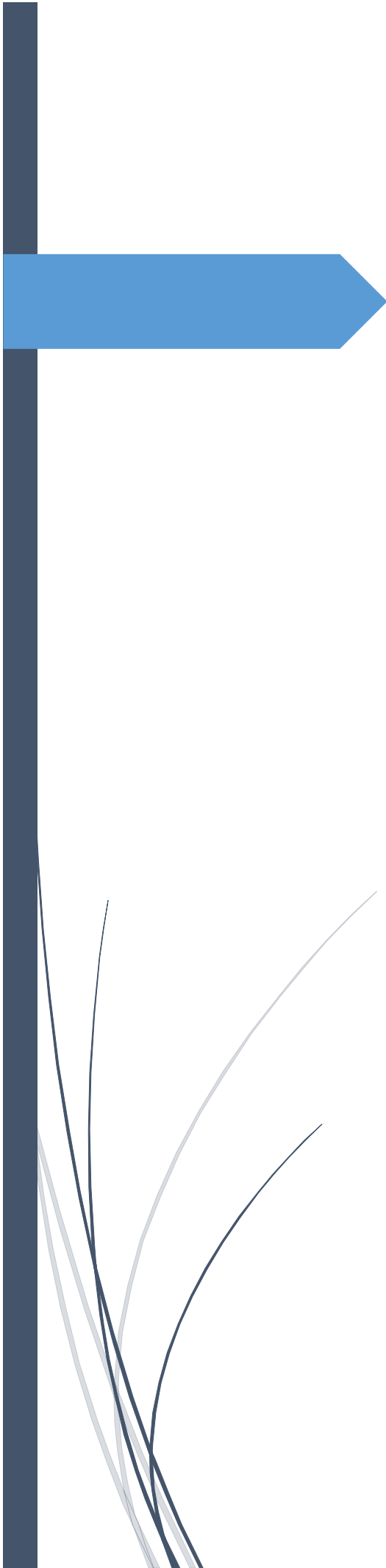
Las herramientas como *HEC-HMS* permiten el estudio del sistema hidrológico a través de métodos y procesos simplificados que no implican necesariamente la obtención de resultados poco fiables. Normalmente el “Talón de Aquiles” de los estudios hidrológicos es la falta de datos o su mala calidad. Herramientas como la utilizada en este estudio son de gran utilidad para tener una primera impresión de la situación analizada. El posterior refinamiento del estudio depende principalmente de la continuidad de la investigación y la adquisición de nueva información que permita mantener la modelización viva, a modo de ir generando información que vaya cada vez más eliminando fuentes de incertidumbre y errores o malinterpretaciones ya sea, en el cálculo de los procesos, así como también en la obtención final de resultados.

8.9 Referencias

Alley, W. M., Reilly, T. E., & Franke, O. L. (1999). Sustainability of ground-water resources (Vol. 1186). US Department of the Interior, US Geological Survey.

IPCC. (2007). International Panel of Climate Change. IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 (AR4).

IPCC. (2013). International Panel of Climate Change. IPCC Fifth Assessment Report: Climate Change 2013 (AR5).



CAPITULO 9.

Conclusiones y recomendaciones

9.1 Conclusiones

- Uno de los objetivos de esta tesis era poder determinar si era posible obtener resultados fiables para aportaciones futuras acoplando modelos de circulación del clima (GCM) con modelos hidrológicos. La respuesta es sí, y la experiencia ha sido positiva, ya que se ha demostrado que, con el conocimiento adecuado y datos de entrada fiables, es posible construir modelos hidrológicos que permitan conocer cómo será la variación futura de las aportaciones bajo escenarios de Cambio Climático. En este trabajo se ha optado por generar proyecciones futuras de precipitación y temperatura para dos escenarios (B1 y A2) propuestos en el cuarto informe de Cambio Climático del *IPCC* (2007) con el GCM *ECHAM5* y, a través de técnicas estadísticas de escalado (*downscaling*), generar series de precipitación y temperatura a escala diaria para ser ingresadas en un modelo hidrológico previamente calibrado y validado. Este proceso ha sido repetido en dos cuencas seleccionadas que son la cuenca del Fluvià y la Tordera.
- Se han evaluado proyecciones de cambio para el período comprendido entre los años 2000 – 2050 para los escenarios B1 y A2. Dichas proyecciones se han comparado con el período histórico, que abarca desde el año 1984 hasta el 2008. Se ha observado que, en ambos escenarios, y en ambas cuencas, existe para la precipitación una tendencia a la disminución con respecto al período histórico. Por otro lado, para el caso de la temperatura se observó un aumento de la temperatura media anual en ambas cuencas y en ambos escenarios de cambio. Las variaciones por cuenca se concretan como sigue.
- Para el caso de la cuenca del Fluvià, la precipitación anual para ambos escenarios de cambio disminuye con respecto al período histórico, observándose una mayor disminución en el escenario A2. Se observa que en los escenarios B1 y A2 la disminución anual de la precipitación es de 2.5 y 9.9%, respectivamente, con respecto al escenario histórico.
- En la Tordera la situación también es similar, observándose una disminución de la precipitación media anual en ambos escenarios con respecto al período histórico. En los escenarios B1 y A2 la disminución es de 4.2 y 11.2%, respectivamente.

- Con respecto a la temperatura se puede concluir que en ambos escenarios y en ambas cuencas la media anual tiende a aumentar en el futuro, con respecto al período histórico. En Fluvà se observó que la media anual aumenta en el escenario B1 y A2 un 8.3 y 15.4%, respectivamente.
- La media anual de la temperatura en la cuenca de la Tordera también aumenta en ambos escenarios con respecto al período histórico. Así por ejemplo, se observó que en los escenarios B1 y A2 la temperatura media anual aumenta un 4.9 y 6.2%, respectivamente.
- De los párrafos anteriores se concluye que las variaciones futuras en precipitación son más severas en la cuenca de la Tordera que en la cuenca del Fluvà. Por otro lado, las variaciones futuras en la temperatura son más marcadas en la cuenca del Fluvà que en la cuenca de la Tordera. Estas variaciones pueden deberse principalmente por la ubicación geográfica de ambas cuencas, donde la cercanía con la montaña (Fluvà) y el litoral (Tordera) afecta el microclima de cada región de estudio.
- Las variaciones en aportaciones medias anuales también cambian en cada cuenca y en cada escenario de cambio. Dichas variaciones están fuertemente influenciadas por los valores analizados en los párrafos anteriores. Por ejemplo, se observó que, en la cuenca del Fluvà, para ambos escenarios de cambios, las aportaciones disminuyen con respecto al período histórico. Para el escenario B1 la disminución fue de un 16.7%. Por otro lado, en el escenario A2 la disminución fue de un 28.2%.
- En la cuenca de la Tordera, se observó también que en ambos escenarios las aportaciones medias anuales disminuían con respecto al período histórico. Para el escenario B1 esta disminución fue de un 19.9%. Adicionalmente, para el escenario A2 esta disminución fue aún mayor, llegando a un 26.6%.
- Otra de los puntos importantes a analizar ha sido comprobar cómo la cuenca (sistema hidrológico) se comporta frente a cambios de la precipitación (disminución). Fue interesante observar que, en ambas cuencas, con disminuciones de precipitación anual que iban de 2.5 a 11.2%, las aportaciones disminuían con valores que iban de 16.7 a 28.2%. Es decir la cuenca amplifica esta disminución de la precipitación en el monto final de aportaciones. Esto

demuestra que el sistema hídrico es una entidad compleja que se define por procesos integrados y codependientes en el cual no es tarea fácil aislar cada uno de sus componentes y analizar el peso y la influencia de cada uno en el producto final de cada cuenca, que son las aportaciones.

- Como se presentó en el desarrollo de esta tesis, parte del trabajo consistía en generar series futuras de precipitación a través de técnicas de escalado estadístico adoptando como referencia el comportamiento de los datos observados para el período histórico (1984 – 2008). Esto permitió obtener unos resultados ya analizados para los escenarios de cambio B1 y A2 para las aportaciones anuales. Se diseñó un nuevo escalado estadístico que permitiera cambiar la variabilidad temporal de la precipitación y así observar cómo el sistema hídrico se podría ver afectado. Esto manteniendo variables como la evapotranspiración (pérdidas) sin variaciones. Esta nueva distribución temporal de la lluvia para los escenarios de cambio B1 y A2, aplicada al modelo hidrológico, demostró que existen variaciones importantes en las aportaciones finales si la distribución temporal de la precipitación cambia.
- Se generaron 5 series de datos para la nueva distribución temporal de la precipitación que se comparó con la distribución inicial aplicada en la primera parte de esta tesis encontrándose resultados bastante interesantes. En principio se optó por usar series de datos que cumplieran con el requisito de tener montos de precipitación y medias anuales similares. Se observó que las 5 nuevas series de precipitación aplicadas en el modelo hidrológico generaban aportaciones mayores a las obtenidos por la serie original utilizada en la primera parte de esta tesis. Las 5 series generaron aportaciones que aumentaron entre un 9 y 11% las aportaciones originales. Esta variación (aumento) se atribuye exclusivamente a la variación temporal de la precipitación. Análisis posteriores en esta tesis demostraron que la nueva metodología había generado cambios en la distribución temporal de la precipitación, generando períodos interlluvia más cortos. Esto implica que, al parecer, en las zonas de estudio, con altas tasas de evapotranspiración y altas temperaturas, en los meses de verano y primavera, el sistema es bastante sensible a que existan demasiados días seguidos sin llover, generando pérdidas por evapotranspiración que son mayores si una misma lluvia se distribuye en más días.

- Lo anterior plantea la pregunta de que aún es complicado saber el comportamiento futuro del sistema hídrico si no se conoce con profundidad la tipología de lluvia que se espera en el futuro. De acuerdo a lo estudiado en los últimos años, y las afirmaciones realizadas por el IPCC en sus continuos informes de Cambio Climático, es posible determinar más fiablemente el monto de precipitación esperado. Sin embargo, es más complicado definir la distribución temporal de dicha lluvia. Este trabajo de tesis demuestra que es necesario conocer este comportamiento para poder definir con fiabilidad la variación de las aportaciones a futuro. Adicionalmente, si las proyecciones realizadas para la precipitación, en la cual se esperan fenómenos más intensos y agrupados en pocos días u horas, se confirman, es probable que, aún cuando los montos anuales de precipitación se mantengan similares a través de los años, el sistema hídrico se vea fuertemente afectado con una disminución considerable de las aportaciones a futuro.
- Finalmente, considerando que ambas cuencas se encuentran en situaciones geográficas distintas, se observan situaciones interesantes de analizar. Por ejemplo, la cuenca de Tordera tiende a generar fenómenos o procesos más atenuados que la cuenca del Fluvià. Por ejemplo, cuando se observan variaciones como la evapotranspiración real o la humedad dentro del suelo, se observa que ya sea a nivel estacional o anual, la Tordera tiene a tener reacciones menos bruscas que la cuenca del Fluvià. Esto puede deberse a la presencia de un acuífero, ya estudiado y conocido, en la cuenca de la Tordera que es posible que funcione como regulador de las condiciones de humedad de la cuenca.
- Lo anterior implica, adicionalmente, que la herramienta utilizada para la construcción de un modelo hidrológico fiable en ambas cuencas ha sido la correcta, ya que los procesos de agua subterránea han podido ser analizados con cierta fiabilidad, y los resultados obtenidos tienen cierta concordancia con lo observado en la realidad, y a través de herramientas específicas para dichas situaciones. No hay que olvidar que cualquier herramienta hidrológica siempre tiene limitaciones intrínsecas que deben ser conocidas y aceptadas para poder obtener resultados que puedan ser aceptados como válidos.
- Es interesante también señalar que la variabilidad del sistema hídrico muchas veces tiende a hacer creer que se necesita mucha información detallada de cada uno de los procesos observados en condiciones reales. Sin embargo, también

se ha observado que los procesos hidrológicos tienden a promediarse en cuencas de mayor tamaño cuando se realizan modelizaciones a largo plazo. Esto facilita el estudio a través de modelos hidrológicos que demandan una cantidad de parámetros razonable de acuerdo al conocimiento real que se tiene normalmente de los sistemas hídricos y las variables que intervienen en los diversos fenómenos que le caracterizan. Si bien es cierto que mientras más conocimiento se tenga de los diversos parámetros y variables que definen un sistema hídrico, también es cierto que nunca será posible modelar cada centímetro cuadrado de terreno, por lo que entender el comportamiento del sistema en su conjunto, sin conocer el detalle, también es válido cuando se construyen modelos hidrológicos a largo plazo.

9.2 Recomendaciones

Una de las recomendaciones principales es la de mantener dichos modelos vivos y actualizados. El paso del tiempo permite aumentar la cantidad de las series históricas que permiten la generación de los datos futuros. Por ende, es necesario rehacer las proyecciones incorporando más datos históricos o estaciones meteorológicas.

Adicionalmente, actualizaciones de mapas de usos de suelo, edafología, modelos de elevación digital, ente otros, también pueden presentar una ventaja comparativa con respecto a lo ya realizado en el pasado, pues permite una actualización de los modelos hidrológicos.

Como conclusión de esta tesis se recomienda también generar proyecciones futuras a horizontes de proyección más cortos, es decir, no superiores a 50 años. La respuesta a esta propuesta es simple: la ciencia avanza a pasos agigantados, los modelos de circulación del clima (*GCM*) cada vez son capaces de realizar mayores y mejores proyecciones de cambio climático, ya que incluyen cada vez más procesos físico-químicos del sistema atmosfera-océano, que, en el pasado, producto de la capacidad computacional del momento, no habían podido ser incluidos. Un ejemplo claro de esta situación son los nuevos escenarios de cambio (*RCP*) que en el último informe del *IPCC* (2013) incluyen en su generación todo el abanico de gases de efecto invernadero.

También se recomienda realizar más pruebas con lluvias que hayan sido escaladas (*downscaling*) con diferentes metodologías que permitan incorporar la variabilidad temporal esperada de la precipitación a futuro. Es fundamental que las nuevas proyecciones de Cambio Climático y las técnicas de escalado permitan tener cierto grado de confiabilidad con respecto a la variabilidad temporal de la lluvia futura.

Adicionalmente se recomienda contar con un número elevado de estaciones meteorológicas cuando se realiza este tipo de estudios a largo plazo para las aportaciones. Un alto número de estaciones permiten evaluar de mejor manera la variabilidad espacial de la precipitación, lo que facilita los procesos de calibración y validación del modelo hidrológico. Al mismo tiempo, es fundamental contar con un número suficiente de estaciones de aforo bien definidas (sección transversal) que permitan contar con datos de caudal fiables y consistentes. Se recomienda poder conocer las curvas de gasto de cada estación de aforo para poder determinar la calidad de los datos y realizar tareas de reajuste si así fuese necesario.

En el presente trabajo de tesis no se hicieron análisis de incertidumbre detallados ya que las proyecciones utilizadas a partir de los modelos climatológicos no aportan información al respecto. Una forma de mejorar los resultados sería utilizar más de una proyección climatológica y poder obtener valores hidrológicos que pudieran moverse dentro de un rango de variación esperado. Es evidente que los resultados obtenidos tienen una incertidumbre asociada, pero lamentablemente, con la información obtenida para la realización de esta tesis no fue posible indagar más en profundidad en este problema. Sin embargo, es necesario recalcar que la información obtenida de este tipo de trabajos son proyecciones y no predicciones, es decir, los valores siempre se obtienen con un rango de incertidumbre (error) que puede ser negativo o positivo. Cuantificar el error es el siguiente paso para este tipo de estudios, y para eso, se recomienda utilizar el modelo hidrológico con nuevas proyecciones de Cambio Climático provenientes de un abanico de modelos climatológicos mucho más amplio y actualizado, lo que permitirá a futuro obtener un rango aceptable de proyecciones hidrológicas para las aportaciones de las cuencas en estudio o de cualquier otro proyecto que desarrolle este tipo de investigaciones.

9.3 Artículos publicados

En el transcurso de este trabajo se han publicado los siguientes artículos de interés científico:

- Candela, L., Tamoh, K., Olivares, G., & Gómez, M. (2016). Climate and land use changes on streamflow and subsurface recharge in the Fluvia Basin, Spain. *Water (Switzerland)*, 8(6). <https://doi.org/10.3390/w8060228>.
- Candela, L., Tamoh, K., Olivares, G., & Gomez, M. (2012). Modelling impacts of climate change on water resources in ungauged and data-scarce watersheds. Application to the Siurana catchment (NE Spain). *Science of the Total Environment*, 440, 253–260. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.06.062>.



CAPITULO 10.

Anejos

10.1 Descripción de los escenarios de Cambio Climático (RCP) para el quinto informe del IPCC (2013)

A continuación, se presenta la descripción de los escenarios de Cambio Climático en el último informe del IPCC (2013). Para mayor información se puede consultar el documento a través del sitio web: <http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/>

Box 1.1 | Description of Future Scenarios

Long-term climate change projections require assumptions on human activities or natural effects that could alter the climate over decades and centuries. Defined scenarios are useful for a variety of reasons, e.g., assuming specific time series of emissions, land use, atmospheric concentrations or RF across multiple models allows for coherent climate model intercomparisons and synthesis. Scenarios can be formed in a range of ways, from simple, idealized structures to inform process understanding, through to comprehensive scenarios produced by Integrated Assessment Models (IAMs) as internally consistent sets of assumptions on emissions and socio-economic drivers (e.g., regarding population and socio-economic development).

Idealized Concentration Scenarios

As one example of an idealized concentration scenario, a 1% yr⁻¹ compound increase of atmospheric CO₂ concentration until a doubling or a quadrupling of its initial value has been widely used in the past (Covey et al., 2003). An exponential increase of CO₂ concentrations induces an essentially linear increase in RF (Myhre et al., 1998) due to a 'saturation effect' of the strong absorbing bands. Such a linear ramp function is highly useful for comparative diagnostics of models' climate feedbacks and inertia. The CMIP5 intercomparison project again includes such a stylized pathway up to a quadrupling of CO₂ concentrations, in addition to an instantaneous quadrupling case.

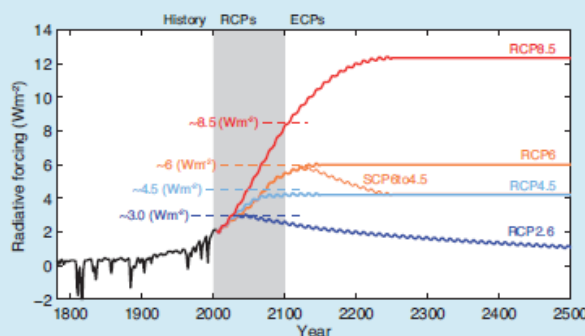
The Socio-Economic Driven SRES Scenarios

The SRES suite of scenarios were developed using IAMs and resulted from specific socio-economic scenarios from storylines about future demographic and economic development, regionalization, energy production and use, technology, agriculture, forestry and land use (IPCC, 2000). The climate change projections undertaken as part of CMIP3 and discussed in AR4 were based primarily on the SRES A2, A1B and B1 scenarios. However, given the diversity in models' carbon cycle and chemistry schemes, this approach implied differences in models' long lived GHG and aerosol concentrations for the same emissions scenario. As a result of this and other shortcomings, revised scenarios were developed for AR5 to allow atmosphere-ocean general circulation model (AOGCM) (using concentrations) simulations to be compared with those ESM simulations that use emissions to calculate concentrations.

Representative Concentration Pathway Scenarios and Their Extensions

Representative Concentration Pathway (RCP) scenarios (see Section 12.3 for a detailed description of the scenarios; Moss et al., 2008; Moss et al., 2010; van Vuuren et al., 2011b) are new scenarios that specify concentrations and corresponding emissions, but are not directly based on socio-economic storylines like the SRES scenarios. The RCP scenarios are based on a different approach and include more consistent short-lived gases and land use changes. They are not necessarily more capable of representing future developments than the SRES scenarios. Four RCP scenarios were selected from the published literature (Fujino et al., 2006; Smith and Wigley, 2006; Riahi et al., 2007; van Vuuren et al., 2007; Hijikata et al., 2008; Wise et al., 2009) and updated for use within CMIP5 (Masui et al., 2011; Riahi et al., 2011; Thomson et al., 2011; van Vuuren et al., 2011a). The four scenarios are identified by the 21st century peak or stabilization value of the RF derived by the reference model (in W m⁻²) (Box 1.1, Figure 1): the lowest RCP, RCP2.6 (also referred to as

(continued on next page)

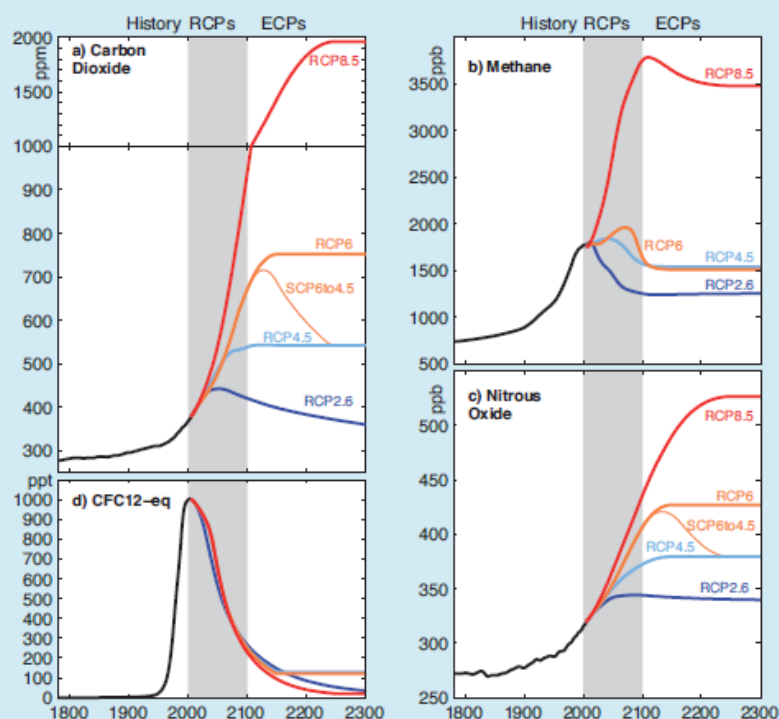


Box 1.1, Figure 1 | Total RF (anthropogenic plus natural) for RCPs and extended concentration pathways (ECP)—for RCP2.6, RCP4.5, and RCP6, RCP8.5, as well as a supplementary extension RCP6 to 4.5 with an adjustment of emissions after 2100 to reach RCP4.5 concentration levels in 2250 and thereafter. Note that the stated RF levels refer to the illustrative default median estimates only. There is substantial uncertainty in current and future RF levels for any given scenario. Short-term variations in RF are due to both volcanic forcings in the past (1800–2000) and cyclical solar forcing assuming a constant 11-year solar cycle (following the CMIP5 recommendation), except at times of stabilization. (Reproduced from Figure 4 in Meinshausen et al., 2011.)

Box 1.1 (continued)

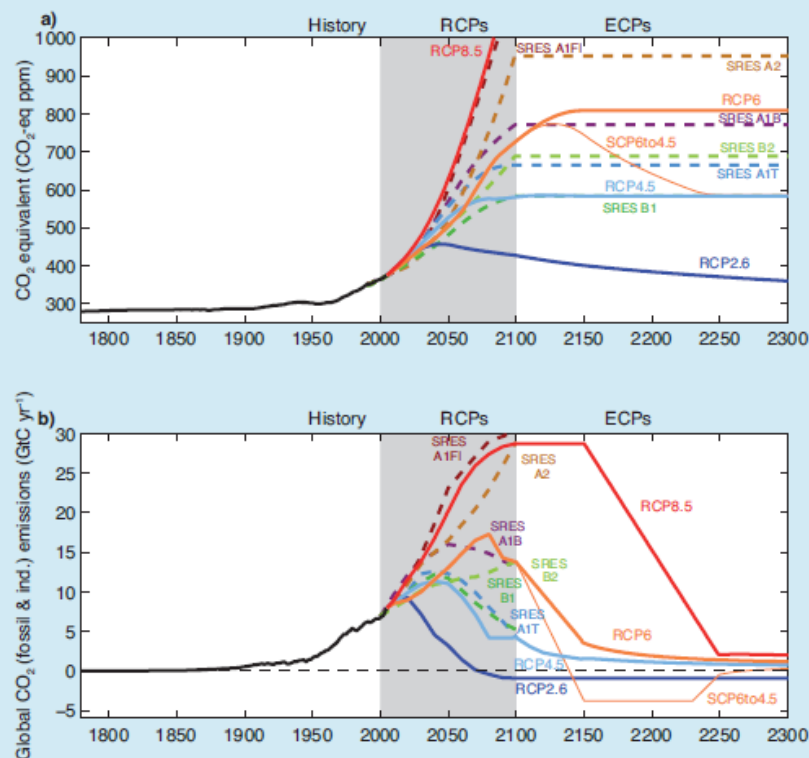
RCP3-PD) which peaks at 3 W m^{-2} and then declines to approximately 2.6 W m^{-2} by 2100; the medium-low RCP4.5 and the medium-high RCP6 aiming for stabilization at 4.5 and 6 W m^{-2} , respectively around 2100; and the highest one, RCP8.5, which implies a RF of 8.5 W m^{-2} by 2100, but implies rising RF beyond that date (Moss et al., 2010). In addition there is a supplementary extension SCP6to4.5 with an adjustment of emissions after 2100 to reach RCP 4.5 concentration levels in 2250 and thereafter. The RCPs span the full range of RF associated with emission scenarios published in the peer-reviewed literature at the time of the development of the RCPs, and the two middle scenarios were chosen to be roughly equally spaced between the two extremes (2.6 and 8.5 W m^{-2}). These forcing values should be understood as comparative labels representative of the forcing associated with each scenario, which will vary somewhat from model to model. This is because concentrations or emissions (rather than the RF) are prescribed in the CMIP5 climate model runs.

Various steps were necessary to turn the selected 'raw' RCPs into emission scenarios from IAMs and to turn these into data sets usable by the climate modelling community, including the extension with historical emissions (Granier et al., 2011; Meinshausen et al., 2011), the harmonization (smoothly connected historical reconstruction) and gridding of land use data sets (Hurtt et al., 2011), the provision of atmospheric chemistry modelling studies, particularly for tropospheric ozone (Lamarque et al., 2011), analyses of 2000–2005 GHG emission levels, and extension of GHG concentrations with historical GHG concentrations and harmonization with analyses of 2000–2005 GHG concentrations levels (Meinshausen et al., 2011). The final RCP data sets comprise land use data, harmonized GHG emissions and concentrations, gridded reactive gas and aerosol emissions, as well as ozone and aerosol abundance fields (Figures 2, 3, and 4 in Box 1.1). (continued on next page)



Box 1.1, Figure 2 | Concentrations of GHG following the 4 RCPs and their extensions (ECP) to 2300. (Reproduced from Figure 5 in Meinshausen et al., 2011.) Also see Annex II Table AII.4.1 for CO_2 , Table AII.4.2 for CH_4 , Table AII.4.3 for N_2O .

Box 1.1 (continued)



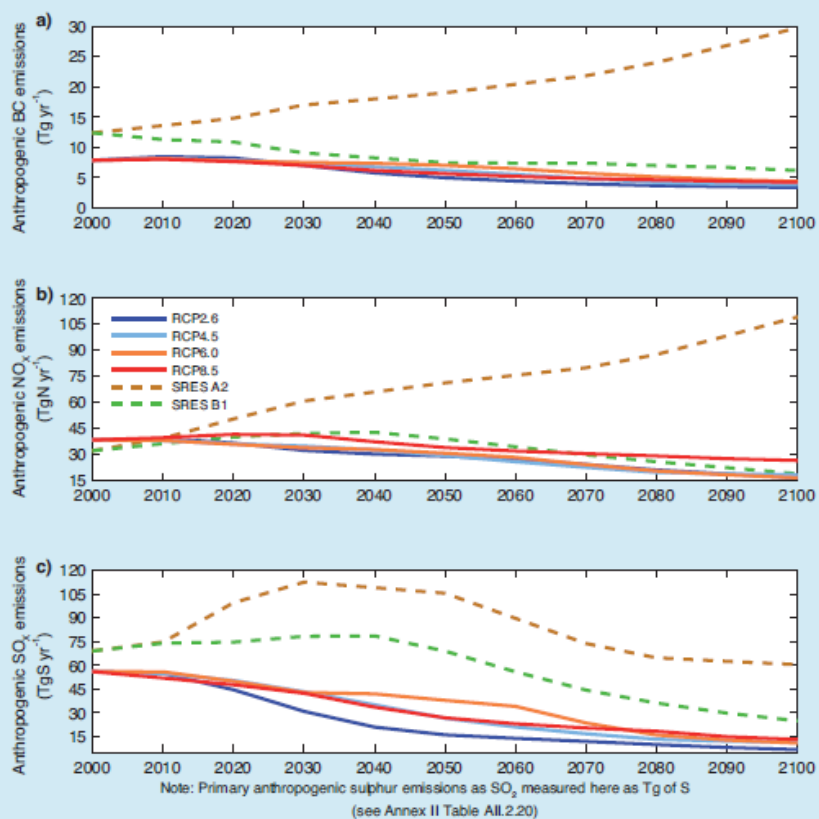
Box 1.1, Figure 3 | (a) Equivalent CO₂ concentration and (b) CO₂ emissions (except land use emissions) for the four RCPs and their ECPs as well as some SRES scenarios.

To aid model understanding of longer-term climate change implications, these RCPs were extended until 2300 (Meinshausen et al., 2011) under reasonably simple and somewhat arbitrary assumptions regarding post-2100 GHG emissions and concentrations. In order to continue to investigate a broad range of possible climate futures, the two outer RCPs, RCP2.6 and RCP8.5 assume constant emissions after 2100, while the two middle RCPs aim for a smooth stabilization of concentrations by 2150. RCP8.5 stabilizes concentrations only by 2250, with CO₂ concentrations of approximately 2000 ppm, nearly seven times the pre-industrial levels. As the RCP2.6 implies netnegative CO₂ emissions after around 2070 and throughout the extension, CO₂ concentrations are slowly reduced towards 360 ppm by 2300.

Comparison of SRES and RCP Scenarios

The four RCP scenarios used in CMIP5 lead to RF values that span a range larger than that of the three SRES scenarios used in CMIP3 (Figure 12.3). RCP4.5 is close to SRES B1, RCP6 is close to SRES A1B (more after 2100 than during the 21st century) and RCP8.5 is somewhat higher than A2 in 2100 and close to the SRES A1FI scenario (Figure 3 in Box 1.1). RCP2.6 is lower than any of the SRES scenarios (see also Figure 1.15). (continued on next page)

Box 1.1 (continued)



Box 1.1, Figure 4 | (a) Anthropogenic BC emissions (Annex II Table AII.2.22), (b) anthropogenic NO_x emissions (Annex II Table AII.2.18), and (c) anthropogenic SO_x emissions (Annex II Table II.2.20).

10.2 Método del Número de Curva (*Soil Conservation Service*)

Método del SCS para abstracciones (Fuente: Gómez y Nanía, 2020)

El procedimiento fue desarrollado por el SCS (1972), donde se considera que la precipitación efectiva, P_e , es siempre menor o igual que la precipitación total, P , que la retención acumulada, F_a , es siempre menor o a lo sumo igual que la retención potencial máxima, S , y que la escorrentía potencial, es decir, el máximo volumen de agua que puede convertirse en escorrentía es $P - I_a$, siendo I_a la abstracción inicial, es decir, el volumen de agua que se infiltra en el suelo antes de que comience la escorrentía directa. Los parámetros aquí descritos se relacionan de la siguiente manera:

$$\frac{F_a}{S} = \frac{P_e}{P - I_a} \quad (10.1)$$

Por continuidad se sabe que $P = P_e + I_a + F_a$. Combinando con la ecuación anterior se obtiene:

$$P_e = \frac{(P - I_a)^2}{P - I_a + S} \quad (10.2)$$

Con la información de muchas cuencas experimentales, el SCS, encontró que $I_a = 0,2S$ con lo cual la ecuación queda de la siguiente manera:

$$P_e = \frac{(P - 0,2S)^2}{P + 0,8S} \quad (10.3)$$

El valor de S puede calcularse en función de una variable nueva que se denomina Número de curva (Curve Number) CN a través de la siguiente ecuación:

$$S = \frac{25400}{CN} - 254(mm) \quad (10.4)$$

El SCS también analizó la relación entre P y P_e en cuencas experimentales y propuso tabular el valor de CN en función del tipo de suelo y de la ocupación en superficie de las cuencas. Para estandarizarlas se definió el CN de tal manera que dicho número variara entre 0 y 100.

Se definió que a las superficies impermeables les corresponde un $CN=100$, ya que toda el agua que cae en ellas se convierte en escorrentía. Por otro lado, para las superficies naturales, en general permeables, les corresponde un $CN<100$.

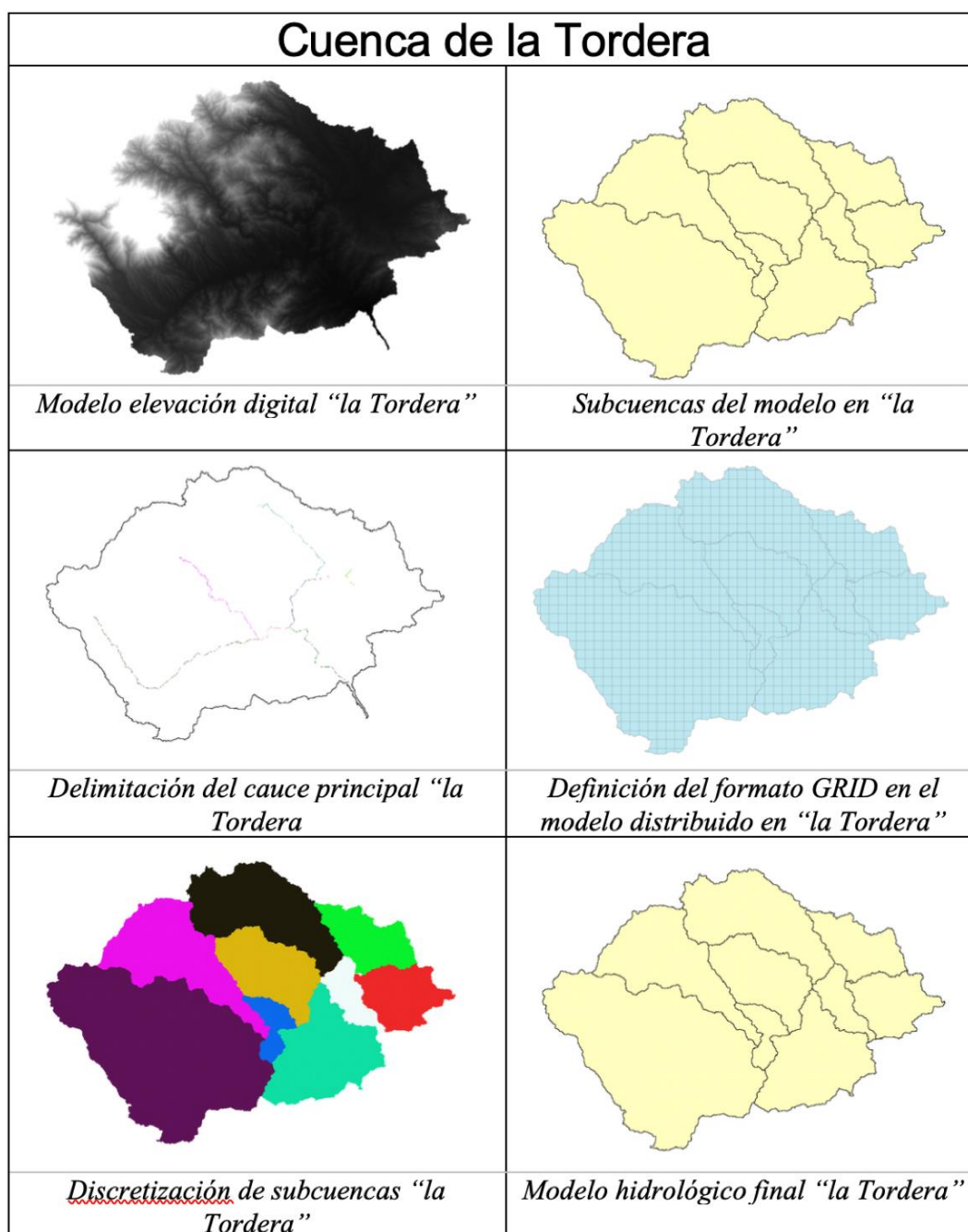
Los CN han sido tabulados por SCS en función del tipo de suelo y el uso de la tierra. El SCS clasifica los suelos en 4 grupos hidrológicos (figura 1):

- Grupo A: arena profunda, suelos profundos depositados por el viento, limos agregados.
- Grupo B: suelos poco profundos depositados por el viento, marga arenosa.
- Grupo C: margas arcillosas, margas arenosas poco profundas, suelos con alto contenido de arcilla.
- Grupo D: suelos expansivos, arcillas altamente plásticas.

Uso del suelo			Grupo hidrológico del suelo			
			A	B	C	D
Tierras cultivadas	con tratamiento de conservación		72	81	88	91
	sin tratamiento de conservación		62	71	78	81
Pastizales	Condición pobre		68	79	86	89
	Condición buena		39	61	74	80
Praderas			30	58	71	78
Bosques	Cubierta pobre		45	66	77	83
	Cubierta buena		25	55	70	77
Espacios abiertos: con césped, parques, campos de golf, cementerios, etc.	Buena condición: cubierta de pastos sobre más del 75% del área		39	61	74	80
	Condición aceptable: cubierta de pastos sobre el 50 a 75% del área		49	69	79	84
Áreas comerciales y de tiendas (85% impermeable)			89	92	94	95
Zonas industriales (75% impermeable)			81	88	91	93
Zonas residenciales	Tamaño medio de la parcela	% medio imp.				
	500	65	77	85	90	92
	1000	38	61	75	83	87
	1350	30	57	72	81	86
	2000	25	54	70	80	85
	4000	20	51	68	79	84
Tejados, parkings, superficies impermeables en general			98	98	98	98
Calles y carreteras	Pavimentadas, con bordillos y bocas de tormenta		98	98	98	98
	De grava		75	85	89	91
	De tierra		72	82	87	89

Fuente: Gómez y Naniá, 2004

Figura 10.1. CN en función del uso del suelo y del grupo hidrológico del suelo (SCS, 1972).

10.3 Discretización de la cuenca de la Tordera en *HEC-GeoHMS*Figura 10.2. Discretización en *HEC-GeoHMS* de la cuenca de la Tordera.

10.4 Metodología de construcción de un modelo hidrológico en *HEC-GeoHMS*

Procesamiento del terreno en *HEC-GeoHMS* para construcción del modelo hidrológico. El proceso utiliza el modelo de elevación digital (*DEM*) para identificar los patrones del drenaje superficial. Una vez procesado, el *DEM* y sus derivados pueden ser usados para una delineación eficiente de la cuenca y la generación de la red de cauces. A continuación, se detallan los pasos que descritos en el proceso.

- **Relleno de depresiones (*fill sinks*):** consiste en un método simple en el cual se corrige celdas con errores en su elevación. Por ejemplo, si en un grupo de celdas de elevaciones similares, la celda central tiene una elevación mucho menor en relación a las que le rodean, el proceso incrementa la elevación de dicha celda a modo de igualarlas a las celdas circundantes. El modelo de elevación corregido sirve de base como punto de partida para delinear subcuencas y cauces principales.

- **Dirección del flujo (*flow direction*):** Este paso define la dirección del descenso más pronunciado de cada celda del terreno. Similar a una brújula, un algoritmo de ocho puntos especifica las ocho direcciones posibles.

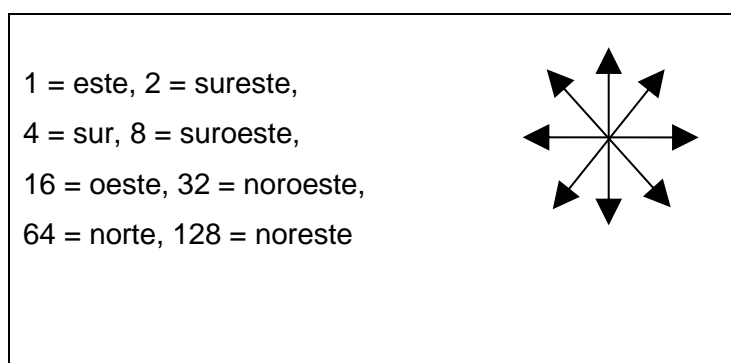


Figura 10.3. Compas de 8 puntos.

- **Acumulación del flujo (*flow accumulation*):** define el número de celdas aguas arriba que drenan hacia una celda dada. Un área de drenaje aguas arriba se calcula multiplicando el valor de flujo acumulado por el área de la celda.

- **Definición del cauce (*Stream definition*):** esta etapa clasifica todas las celdas con acumulación de flujo mayor al umbral definido por el usuario como celdas que pertenecen a una red de drenaje. El umbral definido por el usuario puede ser especificado como un área

en unidades cuadradas de distancia (km^2) o como un número de celdas. La acumulación del flujo para una celda en particular debe superar el umbral definido por el usuario para iniciar un cauce. A medida que el valor del umbral es más pequeño, el número de subcuencas delineadas será mayor.

- **Segmentación del cauce (*Stream segmentation*):** esta etapa divide la malla del cauce en segmentos. Los segmentos del cauce, o enlaces, son secciones del cauce que conectan dos uniones sucesivas, una unión y una salida o un enlace y una brecha de drenaje.

- **Delineación de cuencas (*Catchment grid delineation*):** este proceso consiste en la delineación de cada subcuenca para cada segmento de cauce.

- **Procesamiento de los polígonos de cuenca (*Catchment polygon processing*):** esta etapa crea una capa de vectores de subcuencas usando la delineación de cuencas llevada a cabo en el punto anterior.

- **Procesamiento de la línea de drenaje (*Drainage line processing*):** esta etapa crea una capa de vectores del cauce.

- **Agregación de cuencas (*Adjoint catchment processing*):** esta etapa agrega las cuencas aguas arriba en cada punto de confluencia del cauce. Este es un paso requerido y llevado a cabo para mejorar los procesos computacionales en la delineación de sub-cuencas y para mejorar la extracción de datos cuando se define el proyecto. Esta etapa no tiene ningún significado hidrológico.

A partir de aquí, *HEC-GeoHMS* genera un nuevo proyecto que esta definido por un punto de desagüe (*Project point*) de la cuenca. De esta forma se crea un nuevo set de datos agrupados en una nueva capa. Todos los datos procesados del *DEM* son importados a esta nueva capa de datos. Posteriormente se realizan procesos tendientes a caracterizar cada subcuenca y sus cauces principales. A continuación se detalla cada uno de estos procesos.

- **Largo del río (*River length*):** este paso calcula el largo del río y todos los cursos de agua secundarios presentes en la capa de ríos. Se agrega un nuevo campo llamado "*RivLen*" a la tabla de atributos de la capa de ríos y se rellena con valores. Las unidades del "*RivLen*" se toman de las unidades del *DEM*.

- **Pendiente del río (*River slope*):** en este proceso se extrae la elevación aguas arriba y aguas abajo del cauce de manera de calcular la pendiente. La elevación y la pendiente son

agregadas a la tabla de atributos de la capa del río con los siguientes nombres por columna: “ElevUP”, “ElevDS” y SIp”.

- **Pendiente de la cuenca (*Basin slope*):** esta función calcula la pendiente media de la cuenca. Si esta aplicación es realizada, se utilizará para el cálculo del parámetro de tiempo *CN lag* (en el caso que se utilice esta metodología). La herramienta opera para una selección de subcuencas localizadas en la capa de subcuencas. Si no se ha seleccionado ninguna subcuenca, la metodología procesa todas las subcuencas. La pendiente de la cuenca se calcula a través de la obtención de la media de las pendientes de cada celda en cada subcuenca.

- **Trayecto más largo del flujo (*Longest Flow Path*):** esta herramienta calcula diferentes características físicas de la cuenca: el trayecto más largo del flujo, la elevación del cauce aguas arriba, aguas abajo y la pendiente entre los puntos finales. Estas características se almacenan en la capa del trayecto más largo del flujo.

- **Centroide de la cuenca (*Basin centroid*):** La herramienta identifica el centroide de cada subcuenca. La ubicación del centroide de la cuenca se puede estimar de cuatro maneras. Tres métodos pueden ser usados para definir el centroide, cada uno utilizando diferentes algoritmos de cálculo, y por ende, diferentes resultados. La calidad de los resultados está en función de la forma de la cuenca y debería ser evaluado una vez que son generadas. El cuarto método es definido por el usuario, en el cual se ubica el centroide en el lugar deseado. Algunas veces el centroide puede ser ubicado en los límites de la cuenca por lo tanto debería ser reubicado o bien, otro método debería ser utilizado. En cada subcuenca de estudio se utilizó el método del centro de gravedad (*Center of gravity*) que lo calcula tomando el centro de gravedad de la cuenca. En el caso de que el centro de gravedad está fuera de la cuenca, éste es reubicado en el contorno más cercano.

- **Elevación del centroide (*Centroid elevation*):** como su nombre lo dice, el método calcula la elevación de cada centroide. Los valores son almacenados en la capa de atributos del centroide.

- **Trayecto del flujo del centroide (*Centroidal flow path*):** el método calcula el trayecto del flujo del centroide proyectando el centroide en el trayecto más largo del flujo. El trayecto del flujo del centroide se mide desde el punto proyectado en el trayecto más largo del flujo hasta el desagüe de la subcuenca. El resultado de la operación es la capa del flujo del centroide.

La tabla de atributos contiene un campo llamado “CentroidalFL” que es rellenado con el largo de la línea del trayecto del flujo del centroide.

Una vez que las características físicas de los cauces y las subcuencas han sido llevadas a cabo, existe la posibilidad de definir parámetros hidrológicos del modelo. Para el caso de estudio se estiman parámetros basados en una malla de cálculo a través de mapas de suelo y usos de suelo. Adicionalmente el programa puede asistir en la estimación de parámetros como el tiempo de concentración y los parámetros de propagación del método Muskingum-Cung obtenidos del terreno, datos observados y datos de precipitación. A continuación, se presentan las etapas adicionales utilizadas en la elaboración del modelo.

- **Selección de procesos en HMS (*Select HMS Processes*):** esta herramienta asiste al modelador en la selección de los métodos de modelización propuestos por HEC-HMS que serán utilizados en el estudio. La información se guarda en la tabla de atributos de cada subcuenca y en la capa de ríos que es incluida en el proyecto creado en HEC-HMS por la herramienta *HEC-GeoHMS*.

- **Autodenominación del río (*River Auto Name*):** este proceso denomina los cauces desde aguas arriba hacia aguas abajo. El proceso combina la letra “R” y un número. Por ejemplo, el cauce aguas arriba comienza con el nombre R500 y luego, R490, R480, R470, respectivamente.

- **Autodenominación de las subcuencas (*Basin Auto Name*):** esta etapa denomina las subcuencas desde aguas arriba hacia aguas abajo. El método combina la letra “W” con un número. Funciona bajo la misma dinámica del método explicado en el párrafo anterior (*River Auto Name*).

- **Proceso de mallado de celda (*Grid Cell Processing*):** este proceso se utiliza con el objetivo de utilizar la precipitación en un formato de malla dividida en celdas. El proceso define la cuenca en un formato mallado creando una capa que representa un polígono mallado dividiendo el área de proyecto en celdas de tamaño variable. La malla es interceptada con la capa de subcuencas para determinar la ubicación de áreas dentro de cada subcuenca. El proceso se realiza a través de la geometría predeterminada conocida como mallado hidrológico estándar (*SHG*). El modelo soporta dos proyecciones geométricas de mallado predefinidas; el SHG (*Standard Hydrologic Grid*) y el HRAP (*Hydrologic Rainfall Analysis Project*). El formato SHG es utilizado normalmente y no está definido para una condición específica, es decir, cualquier tipo de dato distribuido proyectado en un sistema de

coordenadas puede ser utilizado bajo este formato. Sin embargo, el HRAP está definido para la utilización de datos de radar del Servicio Nacional del Clima (*National Weather Service*) en Estados Unidos. Para el caso de estudio analizado en este documento, sólo se utilizó la proyección SHP, ya que se contaba con información de precipitación desde estaciones meteorológicas dentro de las cuencas de estudio. Se eligió un tamaño de celda de 1000 x 1000, debido a que no se contaba con un alto número de estaciones meteorológicas por cuenca (máx. 5). Es decir, no tenía sentido, generar mallados más finos si la distribución espacial de la precipitación solo era captada por un número reducido de estaciones meteorológicas. La figura 1 muestra un esquema gráfico del mallado del modelo hidrológico sobre el cual se acopla el mallado de la precipitación.

El proceso de mallado crea un número determinado de nuevas capas, y un nuevo polígono que representa la intersección de la malla con los polígonos de subcuenca. Toda esta información es posteriormente agregada al proyecto. Adicionalmente el proceso de mallado crea tres nuevas estructuras de datos que son rellenadas con tres capas. Estas tres capas son proyectadas a través del sistema de coordenadas SHG. Las capas incluyen una capa de polígonos de la malla, una de los contornos de las subcuencas y la capa de polígonos que representa la intercepción entre la malla y los contornos de las subcuencas. La capa del mallado esta definida por los siguientes campos:

- *Cell_Area*: área de la malla de celdas elegidas por el usuario
- *Cell_ID*: identificador único para cada polígono mallado
- *Name*: nombre de las subcuencas dentro de la que se encuentra cada celda
- *Cell_X*: coordenada x de la celda
- *Cell_Y*: coordenada y de la celda
- *Mod_Area*: área de cada polígono (km²)
- *FlowLength*: distancia media en kilómetros de todas las celdas del DEM en el polígono hasta el desagüe de la subcuenca

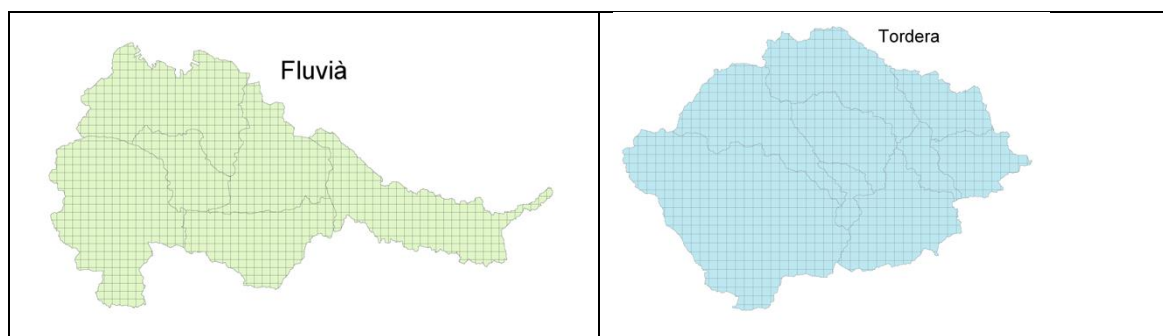


Figura 10.4. Intersección del mallado con subcuencas en el modelo hidrológico.

10.5 Asignación de la precipitación de cada una de las estaciones meteorológicas a través de polígonos de Thiessen para la cuenca de la Tordera

División de la cuenca a través de los polígonos de Thiessen y asignación de cada celda de la malla con un valor de precipitación en cuenca de la Tordera.

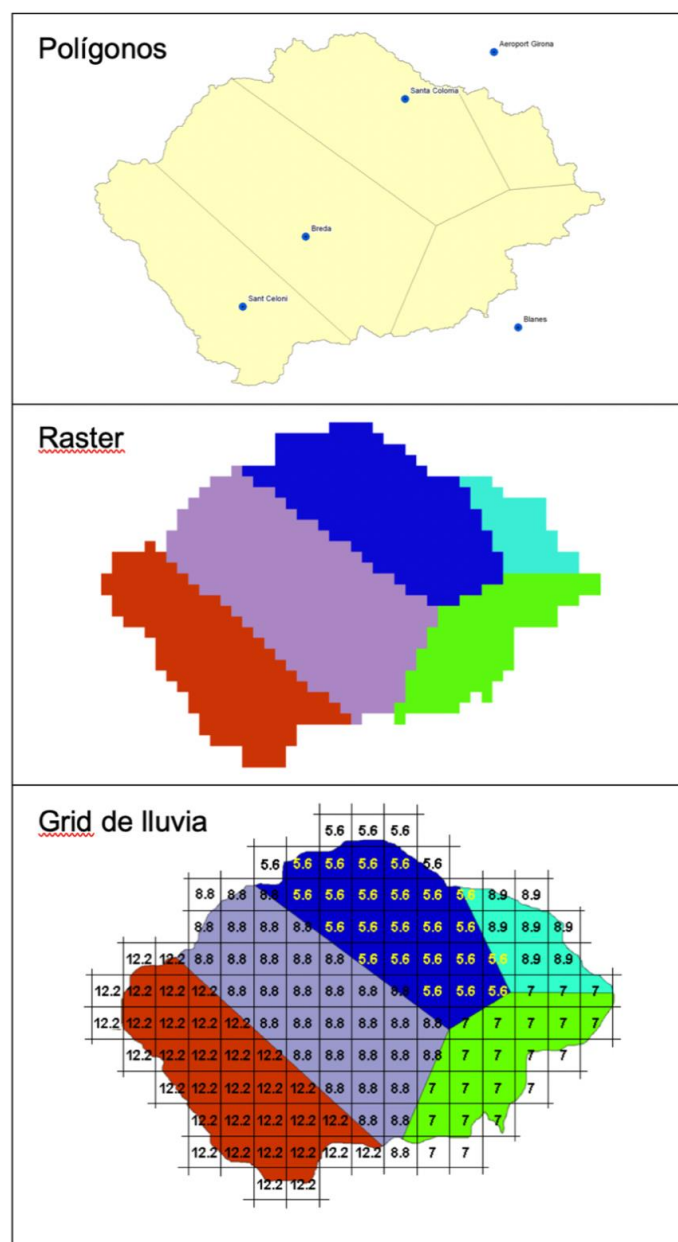


Figura 10.5 División de la cuenca a través de los polígonos de Thiessen y asignación de cada celda de la malla con un valor de precipitación (Tordera).

10.6. Obtención del valor de K_c obtenido de los mapas de uso de suelo en cada cuenca

Cuenca del Fluvà

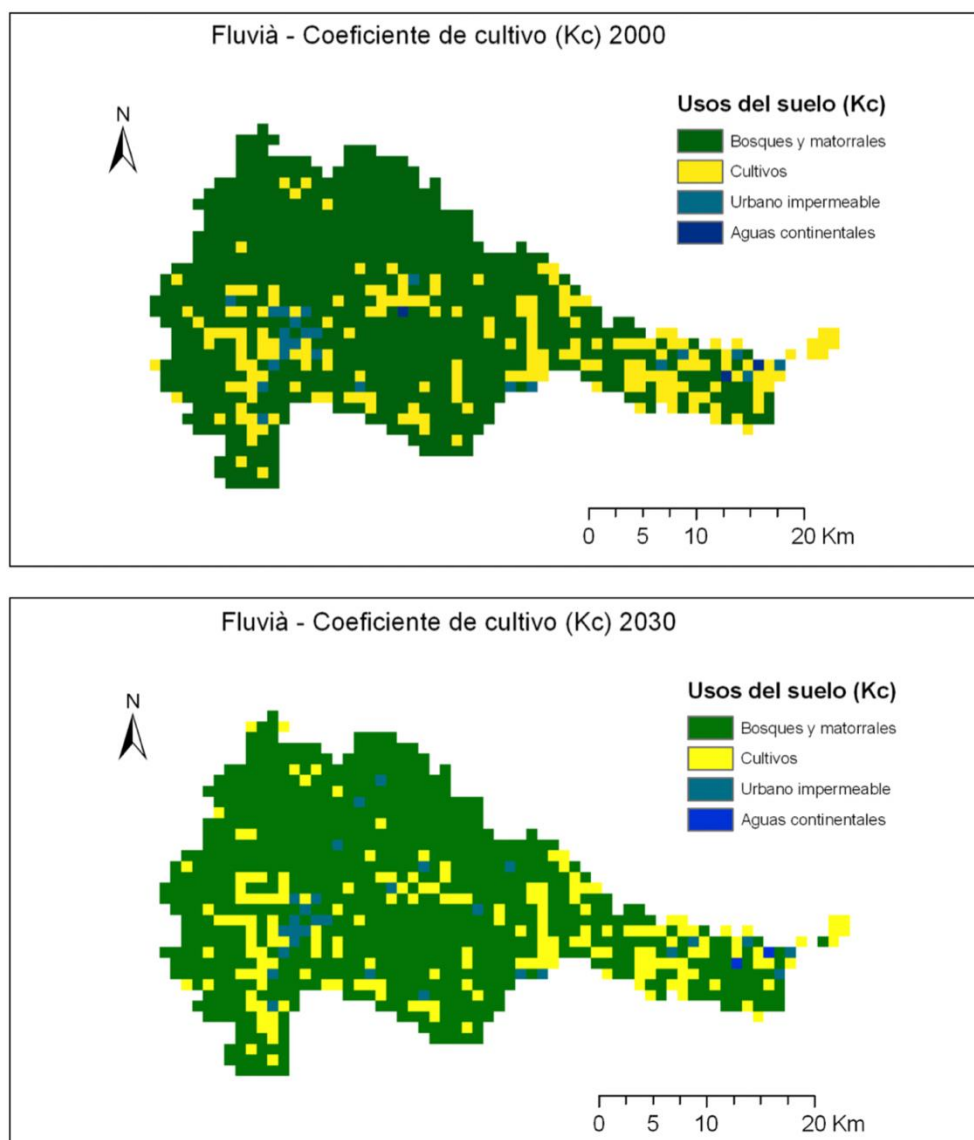


Figura 10.6. Coeficiente de cultivo (K_c) para la cuenca del Fluvà en función de los usos de suelo obtenidos para la situación actual (2000) y la situación proyectada (2030). Fuente CREAMF.

Cuenca de la Tordera

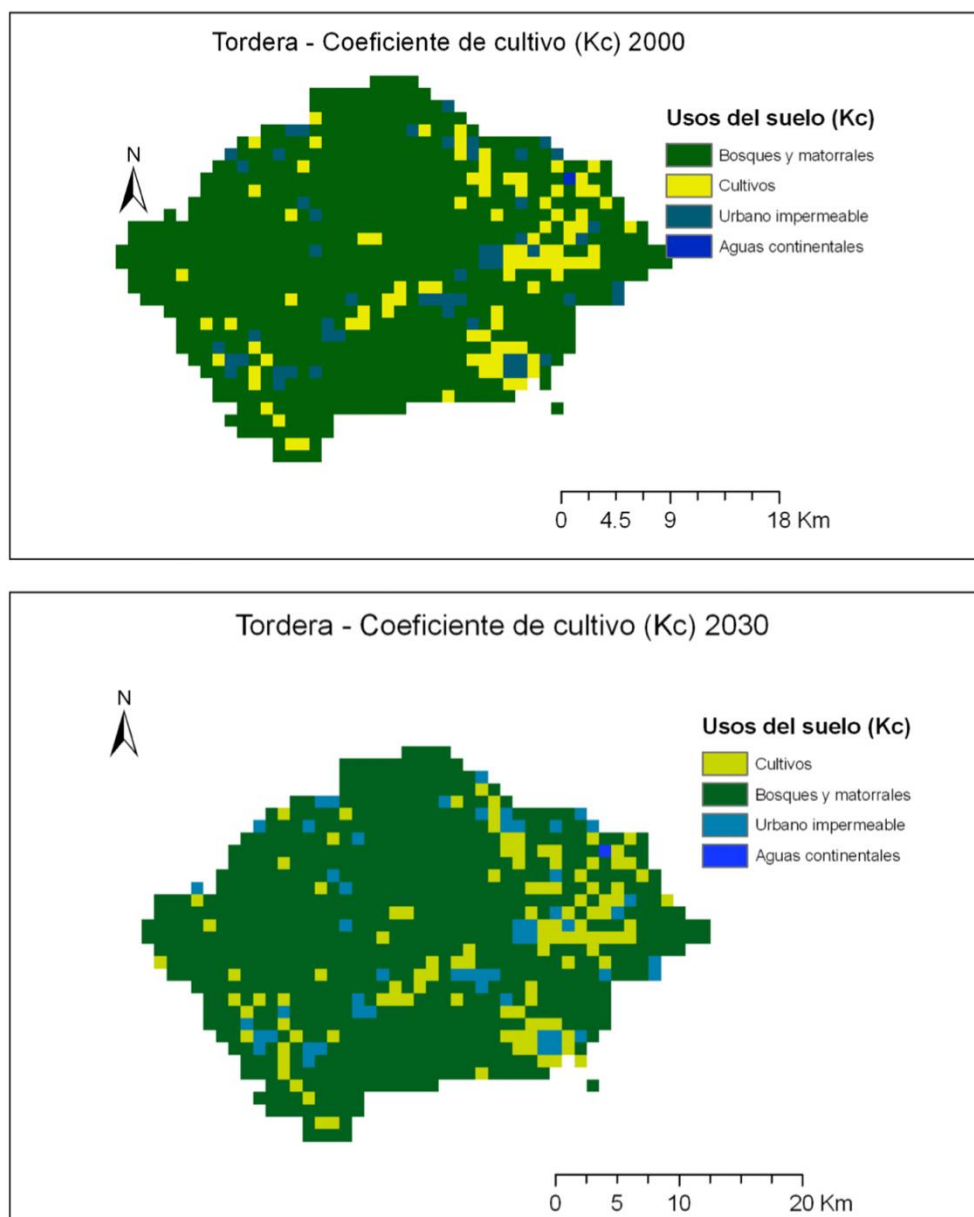
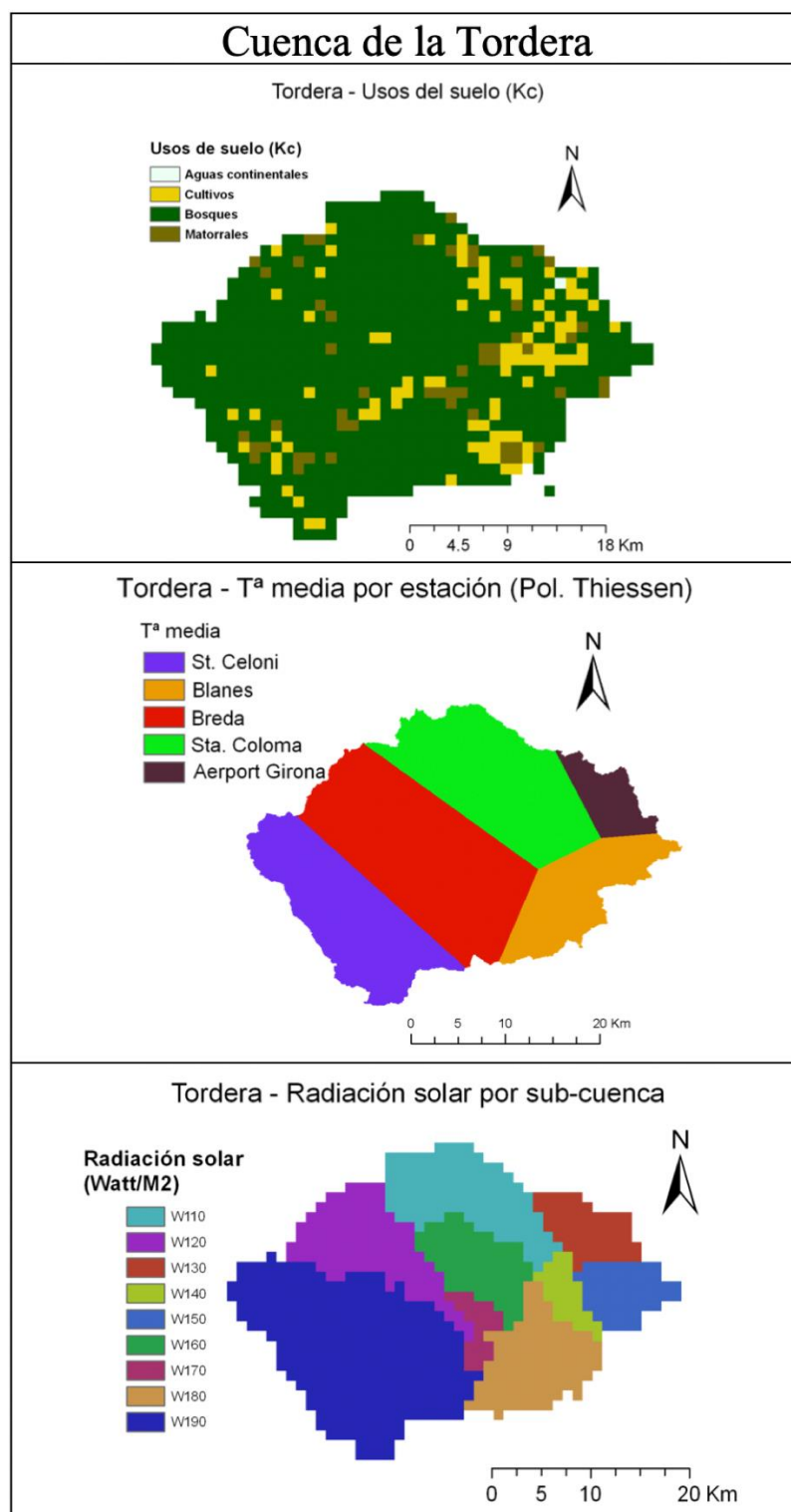


Figura 10.7. Coeficiente de cultivo (Kc) para la cuenca de la Tordera en función de los usos de suelo obtenidos para la situación actual (2000) y la situación proyectada (2030). Fuente CREAM.

10.7. Mallas utilizadas para calcular la ET_0 en la cuenca de la TorderaFigura 10.8. Mallas utilizadas para el calculo de ET_0 en la Tordera.

10.8. Tiempos de concentración para las subcuencas del Fluvà y la Tordera

Tiempo de concentración utilizando la formulación de Témez para las sub-cuencas en Fluvà y la Tordera.

Tabla 10.1. Tiempos de concentración para cada subcuenca de la cuenca del Fluvà y la Tordera.

	Subcuencas	Tiempo de concentración (h)
Fluvà	W210	9.1
	W220	7.5
	W250	7.1
	W310	10.1
	W260	9
	W280	15.9
Tordera	W190	9.7
	W180	6.1
	W170	3.1
	W160	6.3
	W150	5.1
	W140	3.8
	W130	4.1
	W120	7.6
	W110	7.6

10.9 Frecuencia del nº de días secos seguidos por estación meteorológica

10.9.1 Cuenca del Fluvià escenario B1

Maià de Montcal

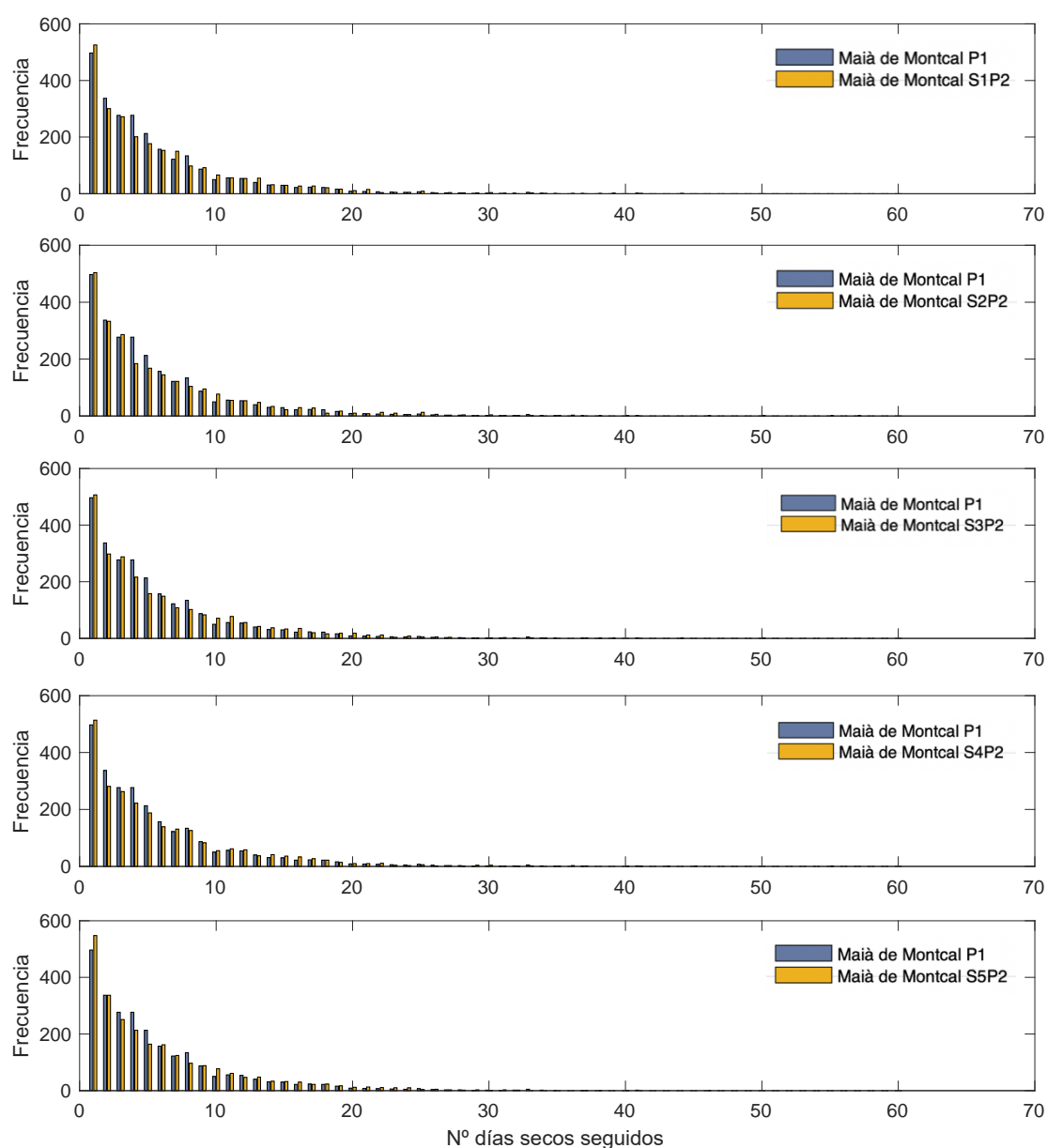


Figura 10.9. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Maià de Montcal (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Jafre

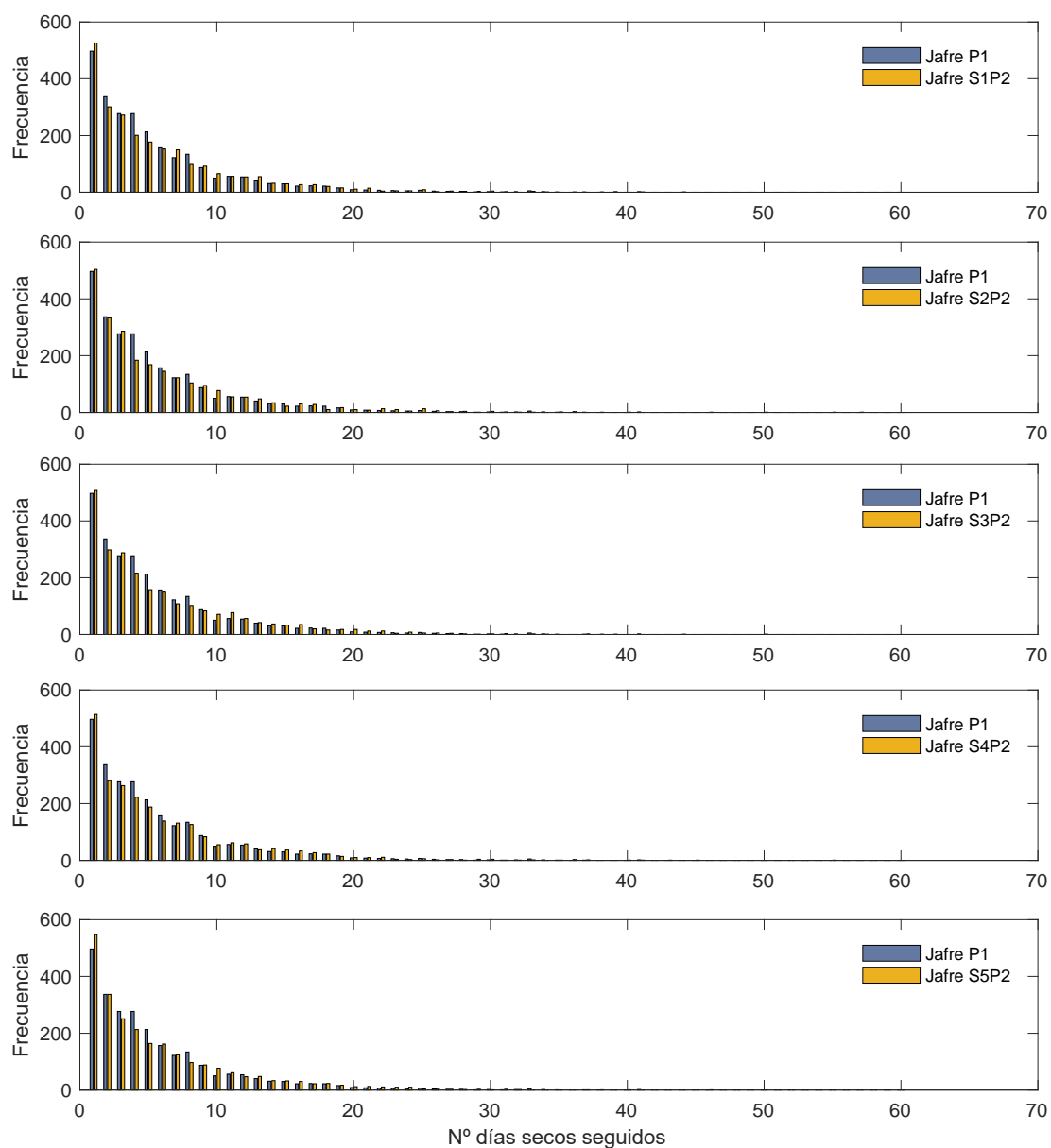


Figura 10.10. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Jafre (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Roses

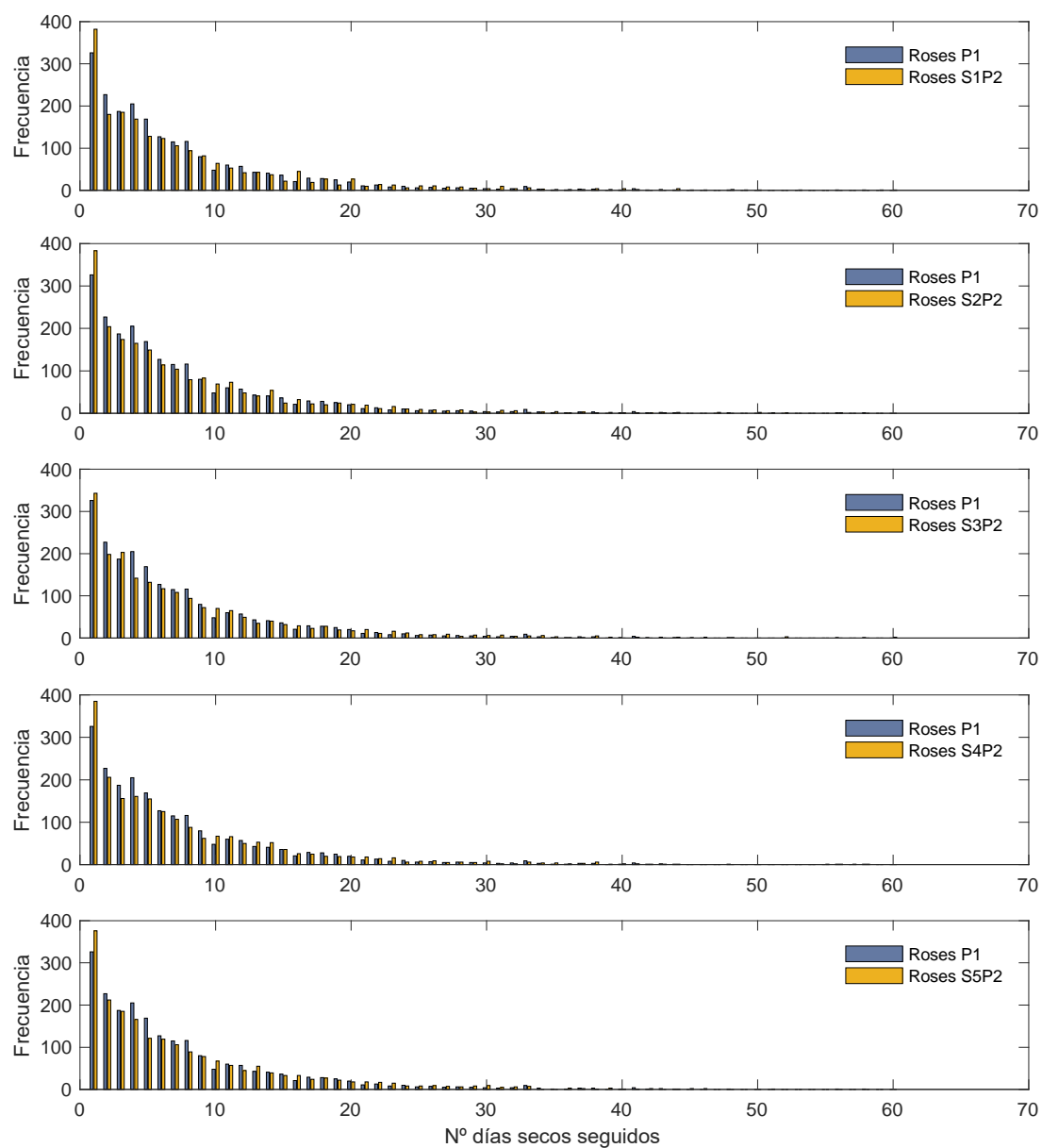


Figura 10.11. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Roses (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Vall d'en Bas

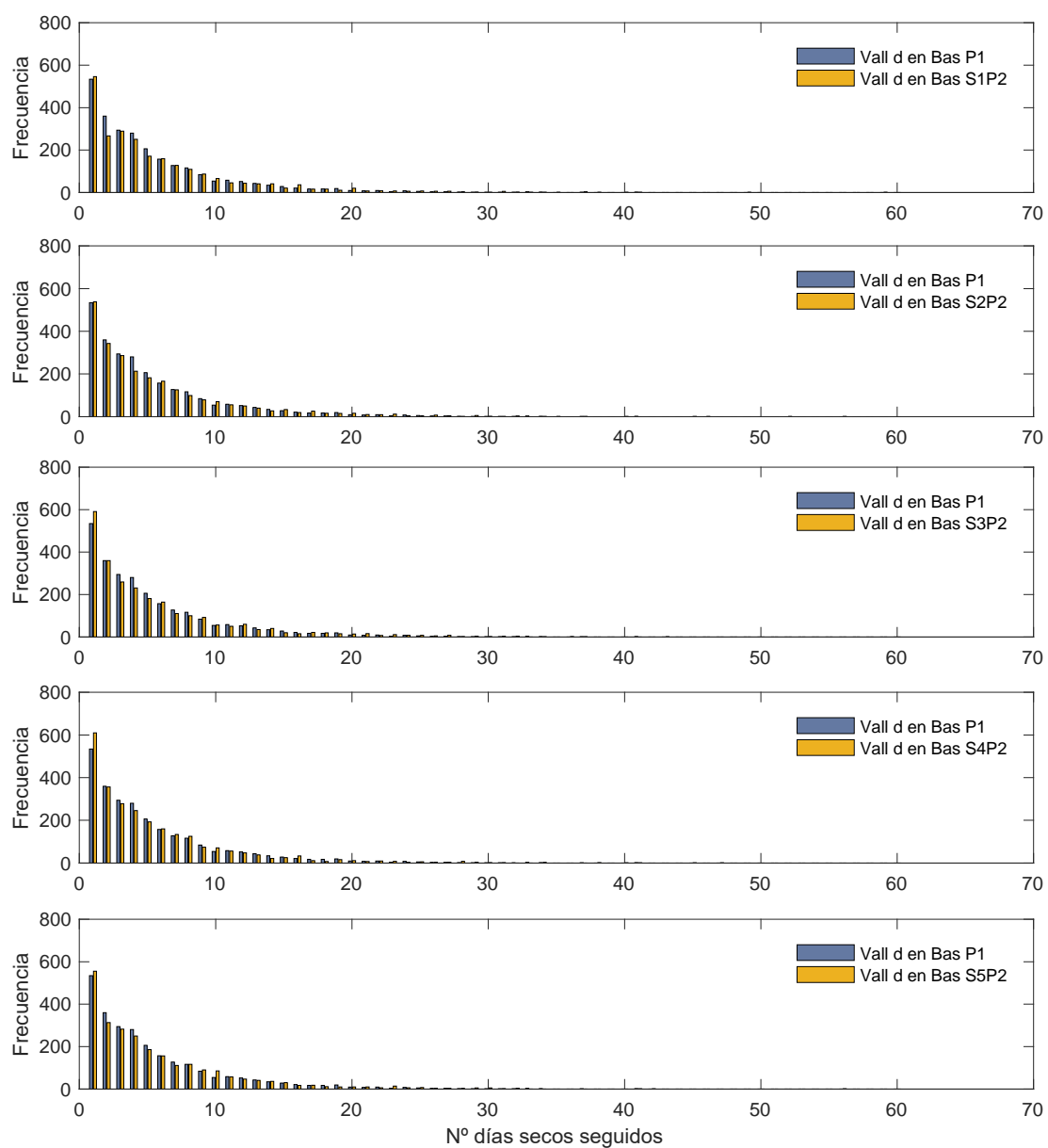


Figura 10.12. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Vall d'en Bas (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

10.9.2 Cuenca del Fluvià escenario A2

Maià de Montcal

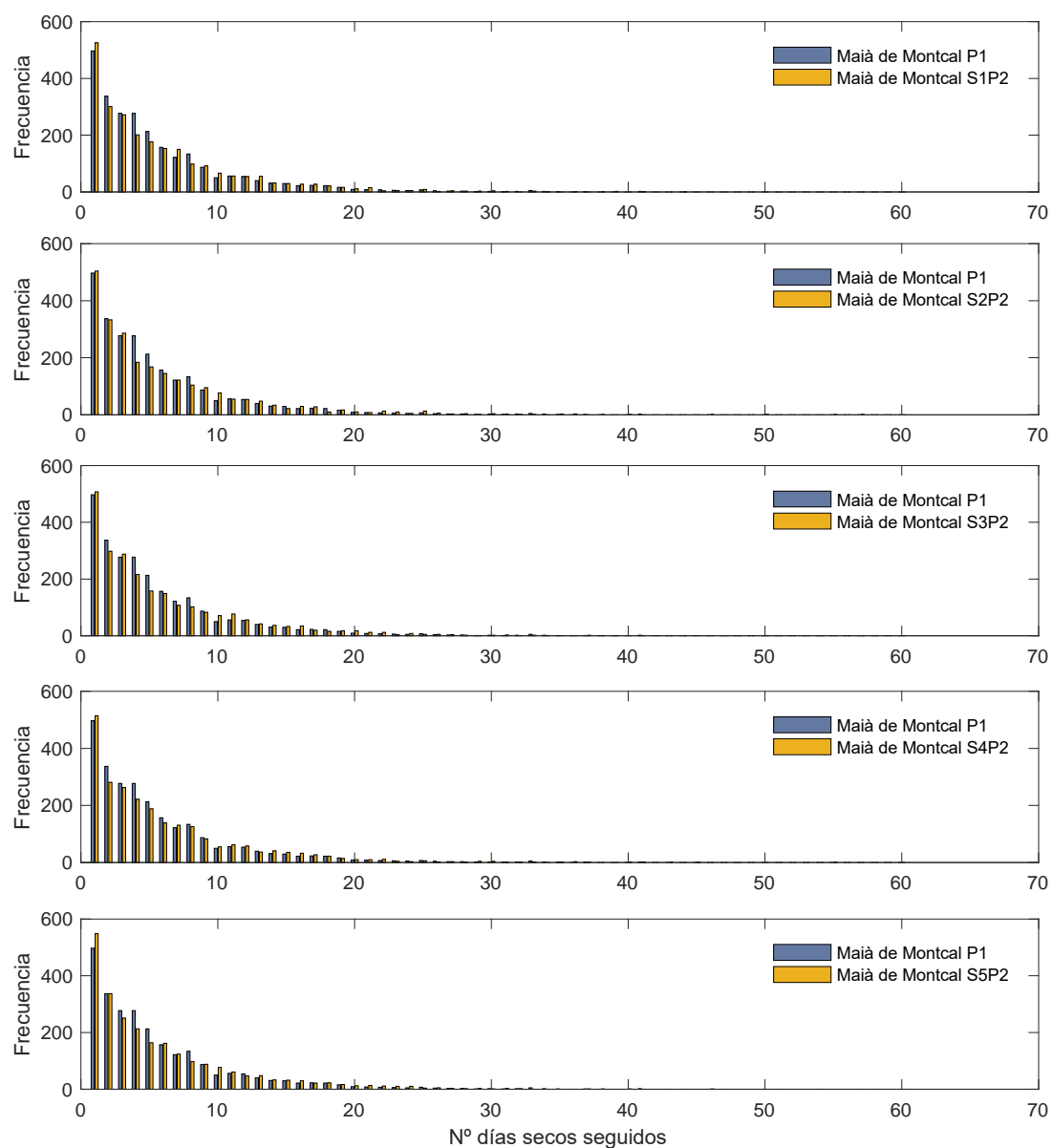


Figura 10.13. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Maià de Montcal (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Jafre

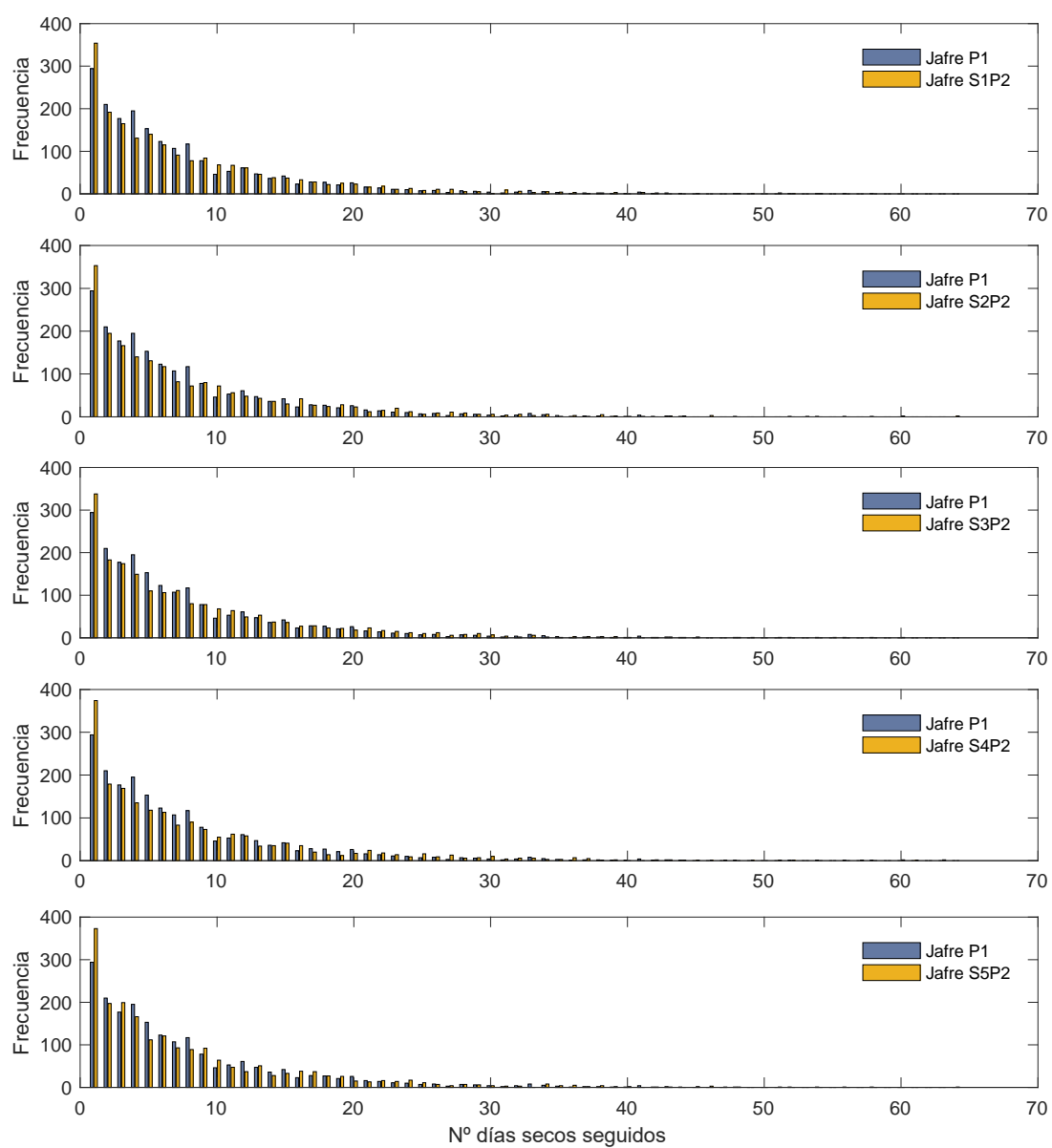


Figura 10.14. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Jafre (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Roses

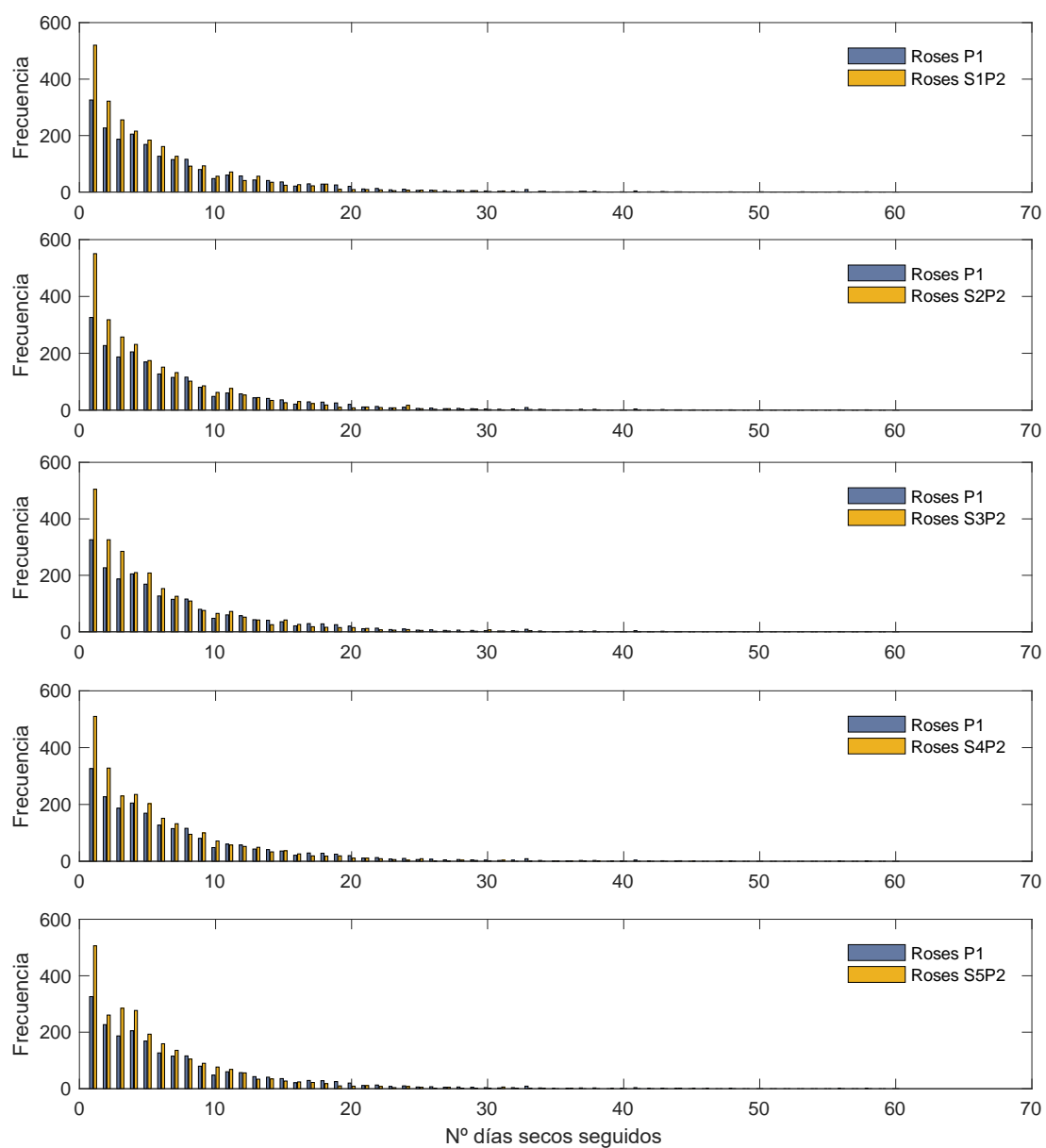


Figura 10.15. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Roses (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Castellfolli de la Roca

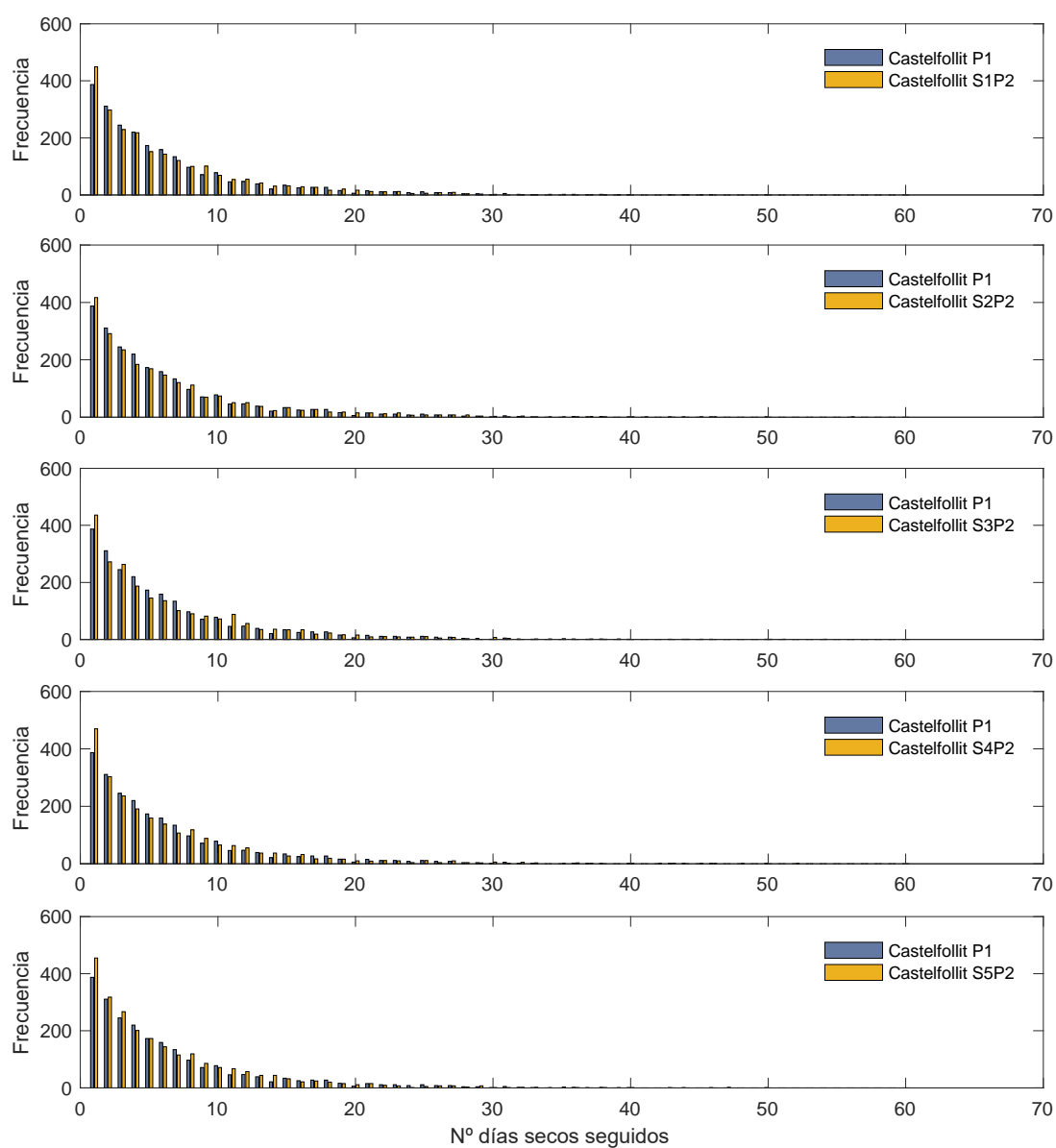


Figura 10.16. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Castellfolli de la Roca (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

10.9.3 Cuenca de la Tordera escenario B1

Blanes

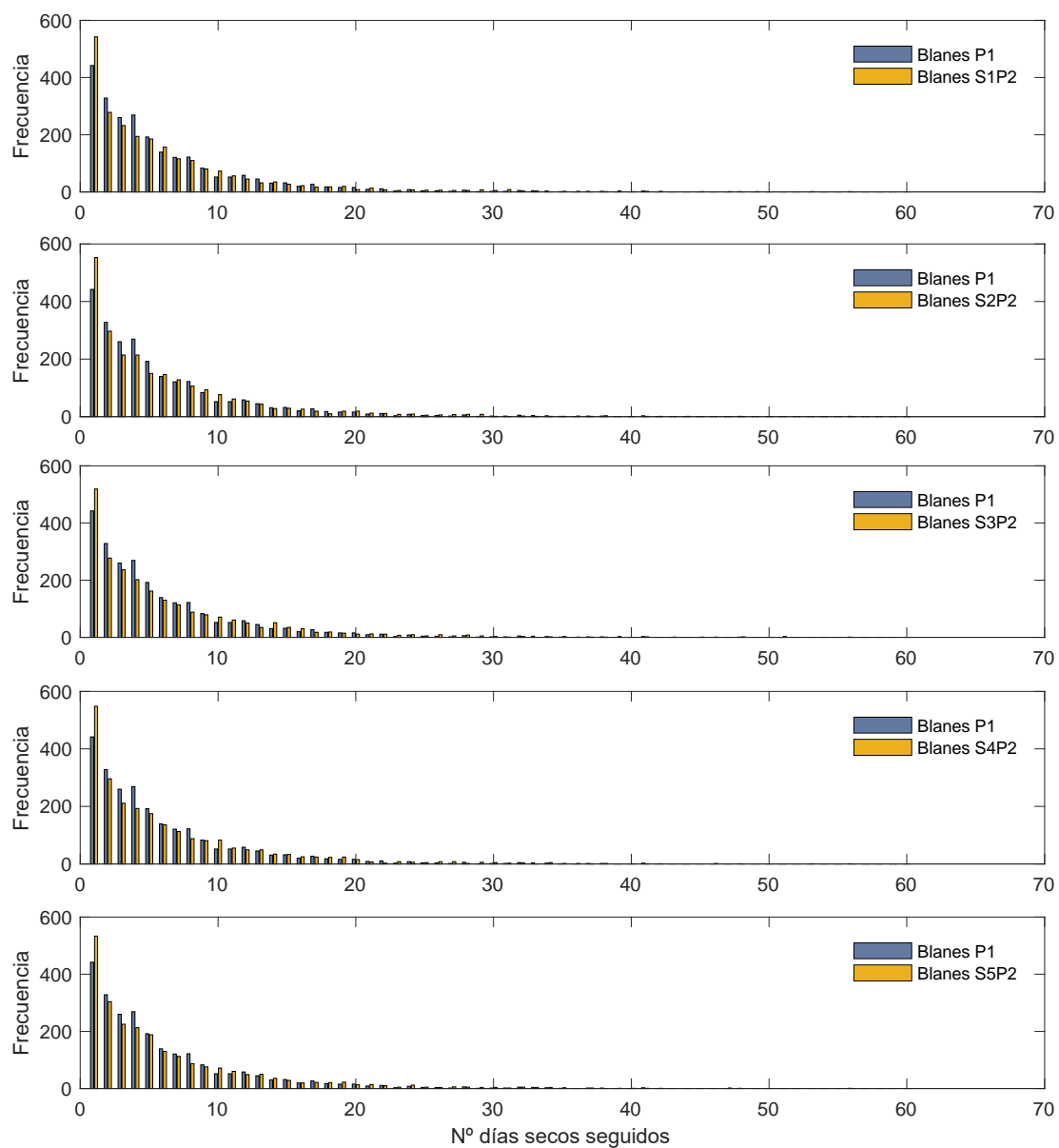


Figura 10.17. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Blanes (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Sant Celoni

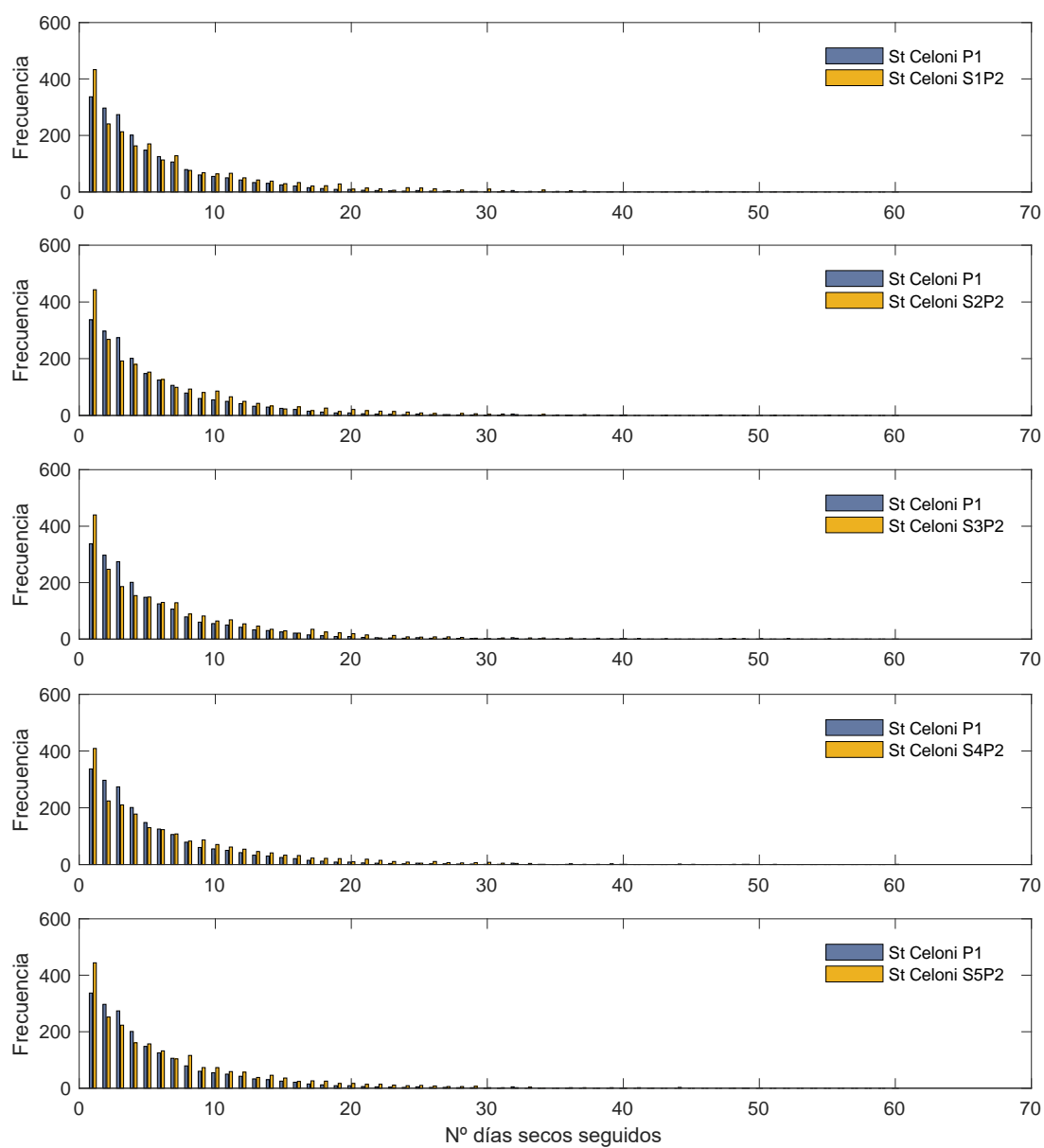


Figura 10.18. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Sant Celoni (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Santa Coloma de Farners

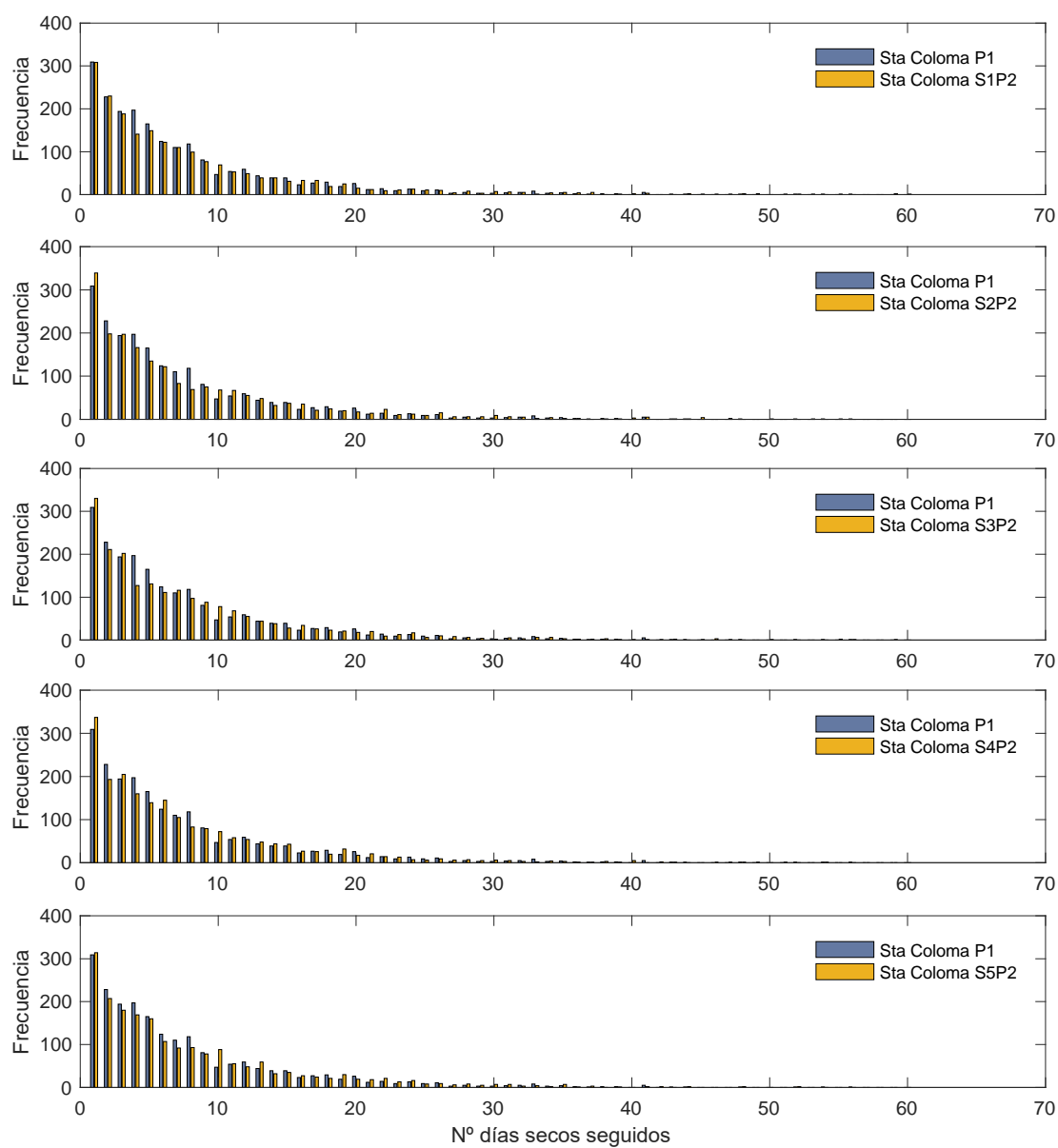


Figura 10.19. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Santa Coloma de Farners (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Aeroport Girona

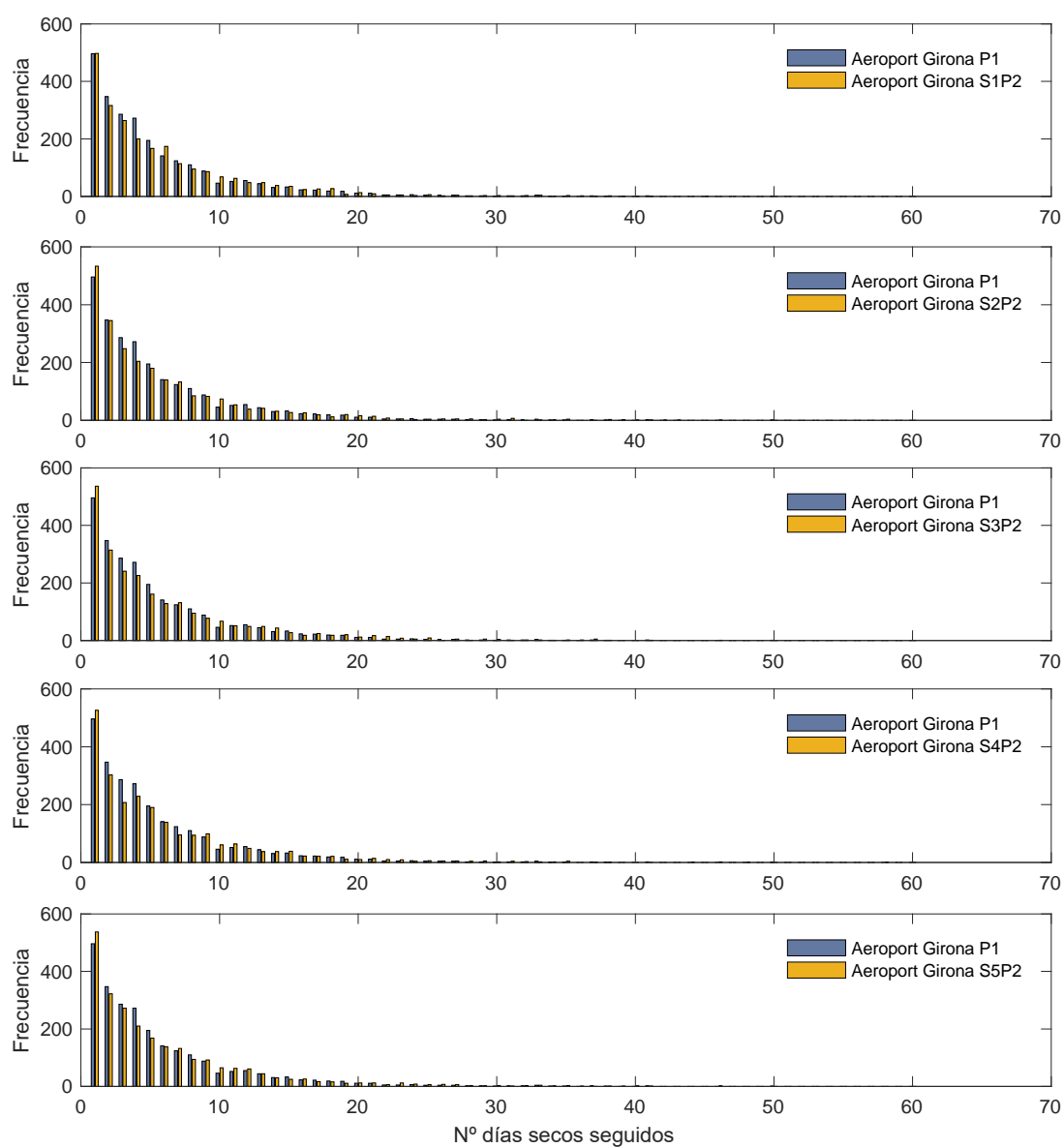


Figura 10.20. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Aeroport Girona (escenario B1) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

10.9.4 Cuenca de la Tordera escenario A2

Blanes

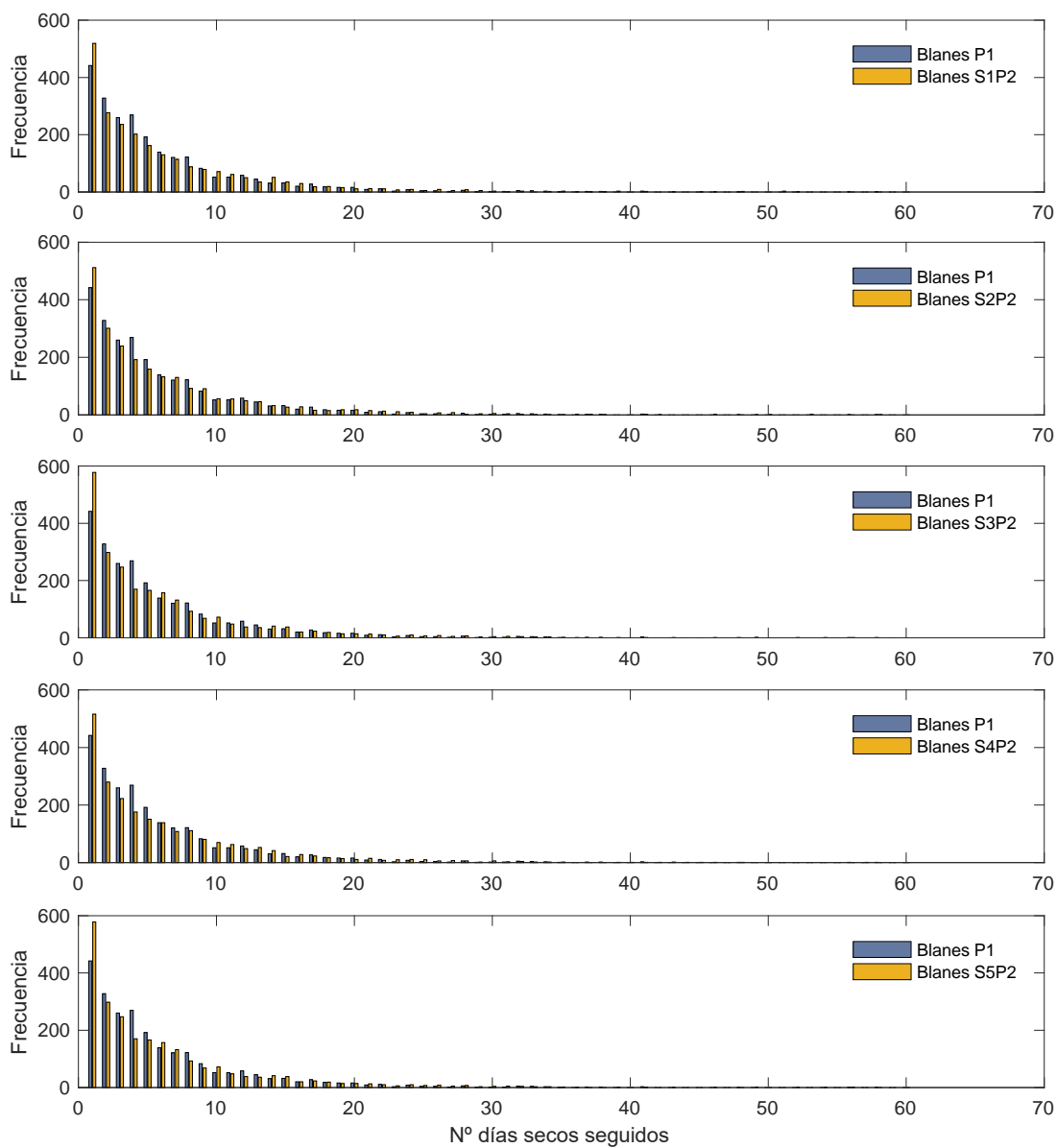


Figura 10.21. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Blanes (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Breda

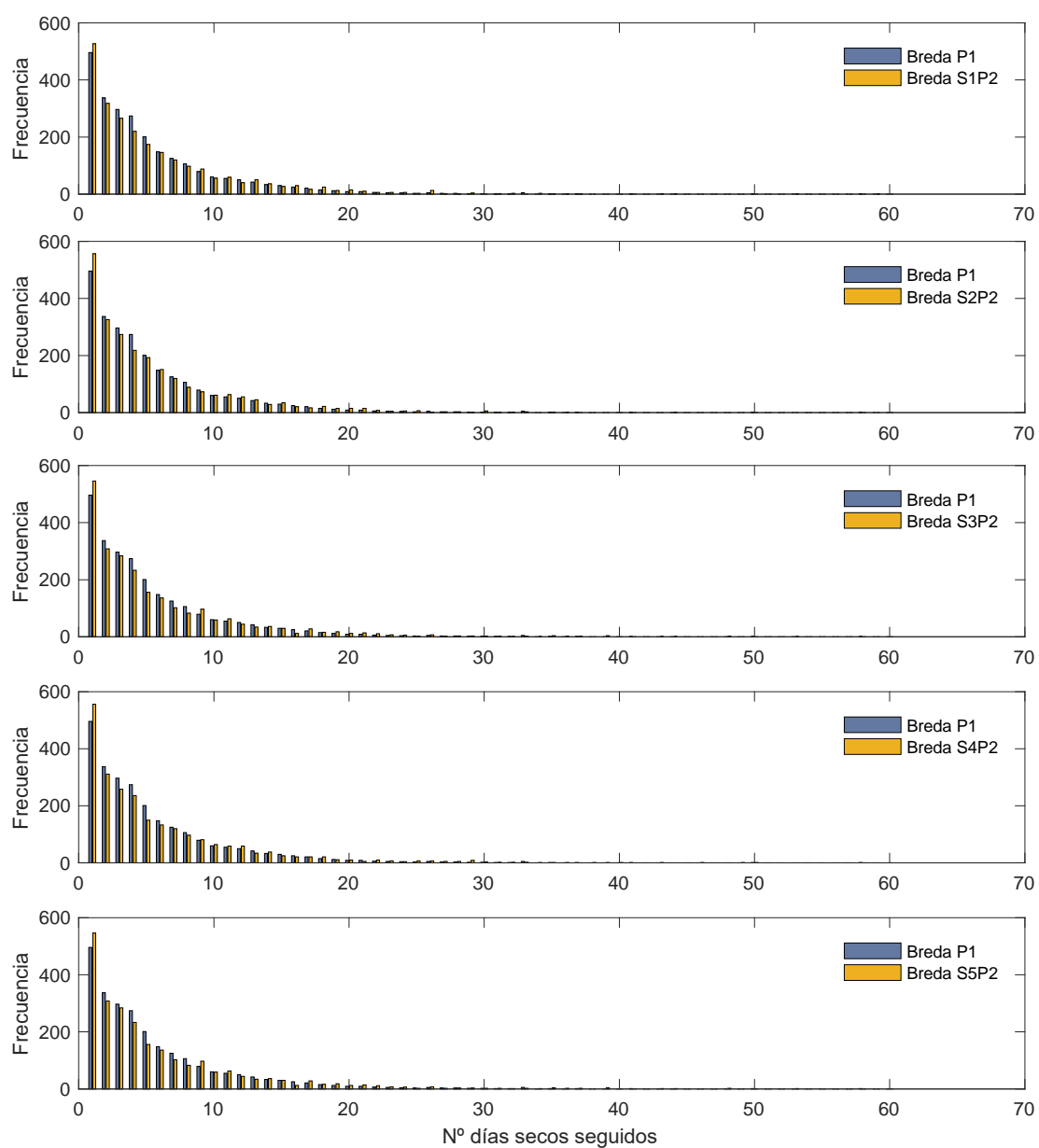


Figura 10.22. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Breda (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Santa Coloma de Farners

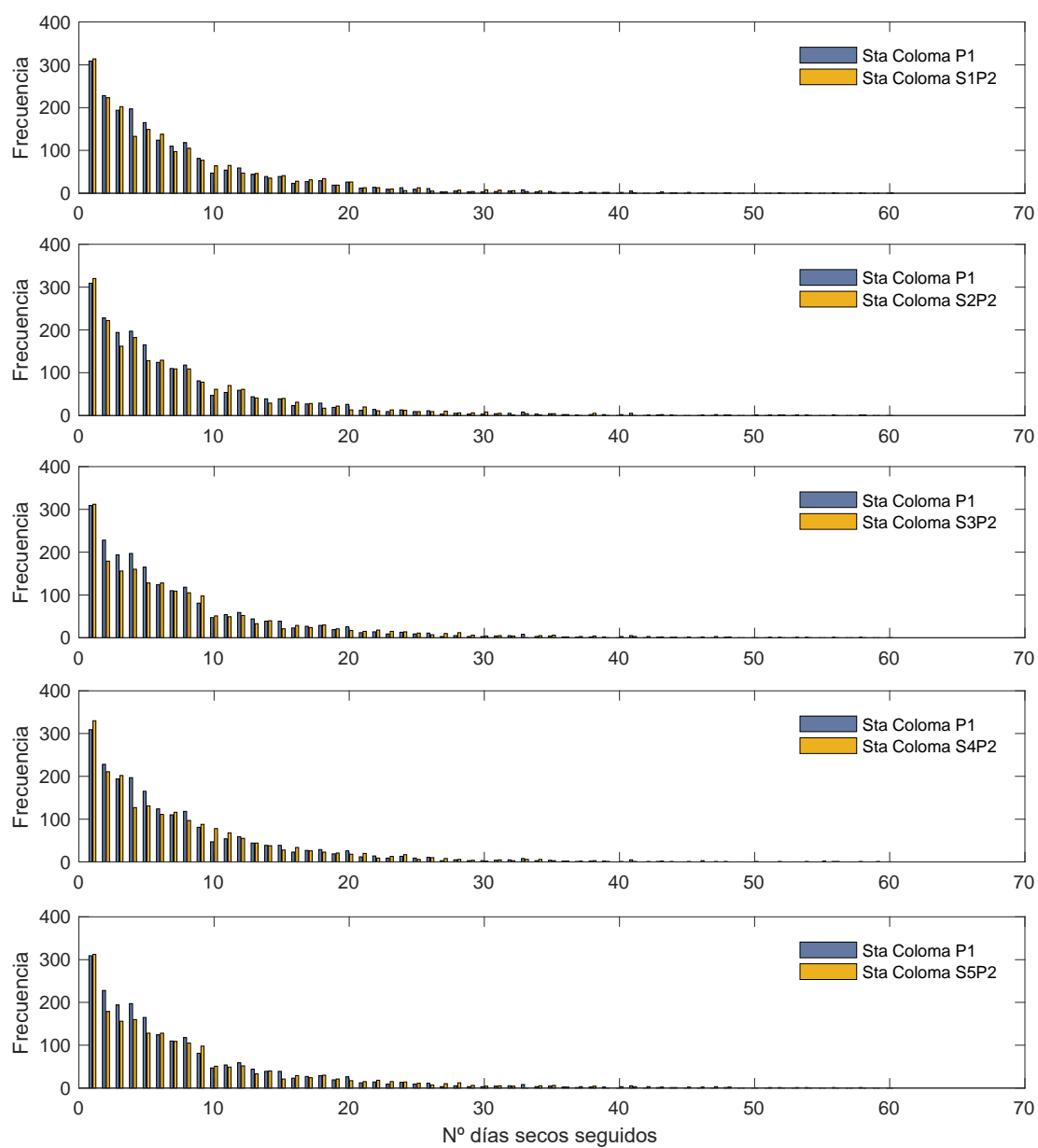


Figura 10.23. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Santa Coloma de Farners (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).

Aeroport Girona

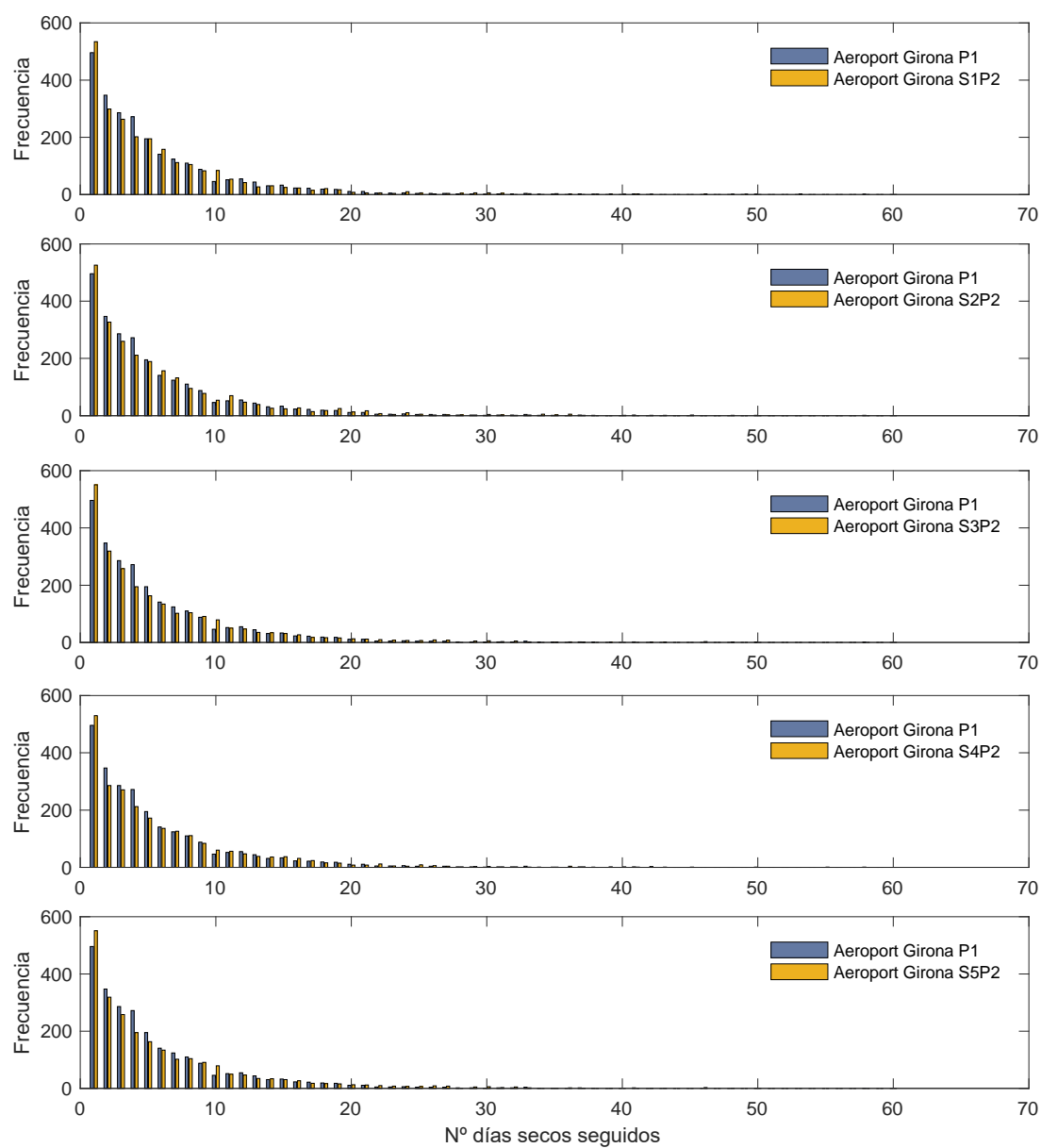


Figura 10.24. Histograma de distribución de días secos seguidos en estación Aeroport Girona (escenario A2) para las 5 series de datos generadas y la situación normal (S= serie de datos).